

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Geografie a kartografie



Tomáš Krauskopf

ZÁVISLOST DLOUHODOBÝCH ZMĚN TEPLoty NA NADMOŘSKÉ VÝŠCE

THE ALTITUDINAL DEPENDENCE OF LONG-TERM SURFACE AIR TEMPERATURE CHANGES

Bakalářská práce

Praha, 2014

Vedoucí práce: RNDr. Radan Huth, DrSc.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne

.....

podpis

Poděkování:

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu mé práce RNDr. Radanu Huthovi, DrSc. za jeho cenné rady a připomínky, vstřícnost a věnovaný čas.

.....

podpis

Zadání bakalářské práce

Název: Závislost dlouhodobých změn přízemní teploty na nadmořské výšce

Cíle: Shrnutí poznatků z odborné literatury o závislosti dlouhodobých změn teploty na nadmořské výšce, posouzení výškové závislosti oteplování na území České republiky

Datové zdroje, zájmové území: Průměrné denní teploty na 18 klimatických stanicích v České republice za časové období 1961 – 2010

Datum zadání: 25. 10. 2013

Jméno studenta: Tomáš Krauskopf

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Radan Huth, DrSc.

Podpis vedoucího práce:

Závislost dlouhodobých změn přízemní teploty na nadmořské výšce

Abstrakt

V této práci je shrnuta odborná literatura zabývající se prostorovým rozložením dlouhodobých změn přízemní teploty, konkrétně závislostí intenzity oteplování na nadmořské výšce. V textu je tato závislost analyzována jak celosvětově tak v několika významných horských oblastech světa. Největší pozornost je věnována Švýcarským Alpám, kde se nachází nejrozsáhlejší síť klimatických stanic a mělo by zde být dosaženo nejdůvěryhodnějších výsledků. Dále jsou v této práci uvedeny mechanismy, které způsobují rozdílná tempa oteplování v rozdílných nadmořských výškách, jako je například zpětná vazba sníh-albedo či změny v četnosti mlh a oblačnosti. Cílem praktické části práce je poté analyzovat trendy přízemní teploty v České republice a posoudit závislost dlouhodobých teplotních změn na nadmořské výšce právě na našem území.

Klíčová slova: klimatická změna, teplota, trendy, nadmořská výška

The altitudinal dependence of long-term surface air temperature changes

Abstract

In this work there is summarized the scientific literature which is focused on the spatial distribution of long-term surface air temperature changes, specifically on the altitudinal dependence of warming rate. In this text this dependence is analyzed both globally and in several major mountain regions. The greatest attention is paid to the Swiss Alps, where is the largest network of weather stations and there should be achieved reliable results. Furthermore, this work refers to mechanisms that cause different rates of warming at different altitudes, such as snow-albedo feedback or changes in the frequency of fog and cloud. The aim of the practical part is then to analyze surface temperature trends in the Czech Republic and to assess the altitudinal dependence of long-term surface air temperature changes in our country.

Keywords: climate change, temperature, trends, altitude

OBSAH

1.	ÚVOD	8
2.	Teplotní trendy v posledním století	10
3.	Závislost oteplování na nadmořské výšce	13
3.1.	Oteplování horských oblastí ve vztahu ke globálním trendům	14
3.2.	Vertikální závislost oteplování v horských oblastech	15
3.2.1.	Švýcarské Alpy	16
3.2.2.	Andy	17
3.2.3.	Kašmír a předhůří Himálaje	19
3.2.4.	Tibetská plošina	19
3.2.5.	Skalisté hory	20
3.3.	Faktory způsobující změnu hodnoty teplotního trendu s nadmořskou výškou	21
3.3.1.	Zpětná vazba sníh-albedo	23
3.3.2.	Oblačnost	25
3.3.3.	Aerosoly	26
3.3.4.	Urbanizace	27
4.	Závislost teplotních trendů na nadmořské výšce ve Švýcarských Alpách	28
4.1.	Intenzita oteplování	28
4.2.	Výšková závislost oteplování	30
4.3.	Vliv atmosférické cirkulace na intenzitu oteplování	34
5.	Trendy oteplování při povrchu v porovnání s oteplováním ve volné atmosféře	37
6.	Praktická část	39
6.1.	Trendy oteplování v České republice	39
6.2.	Data a metodika	40
6.3.	Výsledky	43
6.3.1.	Hodnoty teplotních trendů v České republice	43
6.3.2.	Závislost teplotních změn na nadmořské výšce v České republice	44
7.	Diskuze	48
8.	ZÁVĚR	50

Seznam obrázků

Obr. 1: Roční teplotní anomálie (1850 – 2011) vztažené k období 1961 – 1990 pro čtyři různé teplotní řady.	10
Obr. 2: Intenzita oteplování vybraných horských oblastí světa v jednotlivých ročních obdobích i za celý rok v druhé polovině 20. století.	15
Obr. 3: Vertikální závislost teplotních trendů v Tibetu v období 1961 – 1990.	20
Obr. 4: Rozložení (vybarvené plochy) a mediány (svislé čáry) teplotních rozdílů mezi stanicí s vyšší nadmořskou výškou a stanicí s nižší nadmořskou výškou pro dny se sněhovou pokrývkou na výše položené stanici (modrá barva) a pro dny bez sněhu na obou stanicích (zelená barva)	25
Obr. 5: Intenzita oteplování (°C/desetiletí) na území Švýcarska v jednotlivých ročních obdobích	29
Obr. 6: Stanice Jungfrauoch v roce 1925	30
Obr. 7: Vertikální profily teplotních trendů v jednotlivých ročních obdobích	32
Obr. 8: Vertikální odchylky pozorovaných teplotních trendů od průměrného ročního teplotního trendu	33
Obr. 9: Vývoj počtu dnů tání na území Švýcarska mezi lety 1960 a 2005	34
Obr. 10: Vertikální profily teplotních trendů v jednotlivých ročních obdobích (b)	35
Obr. 11: Rozmístění analyzovaných stanic na území České republiky.	40
Obr. 12: Průměrné teploty na jaře na stanici Milešovka a jejich lineární trend v období 1961 - 2010.	41
Obr. 13: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období zimy	45
Obr. 14: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období jara	45
Obr. 15: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období léta	46
Obr. 16: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období podzimu	46

Seznam tabulek

Tabulka 1: Porovnání změn teploty na stanicích s různou nadmořskou výškou nacházejících se ve stejném pohoří	21
Tabulka 2: Intenzita pozorovaných a cirkulačně odvozených teplotních trendů	35
Tabulka 3: Názvy klimatických stanic a jejich nadmořská výška.	41
Tabulka 4: Změny teplot na jednotlivých klimatických stanicích v jednotlivých ročních obdobích i za celý rok	44
Tabulka 5: Hodnoty korelačních koeficientů a výsledných hodnot veličiny t.	47

1. ÚVOD

Změny klimatu získaly v posledních letech značnou pozornost v odborné literatuře, v médiích, a také v oblasti politiky. Největší část odborných studií se zabývá změnami v teplotě či v úhrnu srážek, menší pozornost je pak věnována klimatickým prvkům jako je délka slunečního svitu, oblačnost či vlhkost vzduchu. Jestliže mluvíme o průměrné přízemní teplotě vzduchu celého světa, byl počátek 21. století nejteplejším obdobím od začátku přístrojového měření (Appenzeller a kol., 2008). Modelové simulace klimatu ukazují, že většinu pozorovaných teplotních trendů lze vysvětlit zvýšenými koncentracemi skleníkových plynů. Příčinami globálního oteplování se však tato práce nezabývá. Pozornost je zde upřena především na zhodnocení prostorového rozložení teplotních změn, konkrétně na vertikální závislost dlouhodobých trendů přízemní teploty. Jinými slovy, cílem této práce je posoudit, zda v horských oblastech dochází k výraznějším změnám teplot než v nižších polohách a zda existuje závislost intenzity oteplování na nadmořské výšce právě v oblastech rozsáhlých pohoří, zejména ve Švýcarských Alpách.

Většina studií zabývajících se touto problematikou dospívá k závěru, že tempo oteplování roste s nadmořskou výškou (Ohmura, 2012; Appenzeller a kol., 2008). Dále, například i Beniston a kol. (1997) zjistili, že oteplování ve Švýcarských Alpách bylo během dvacátého století intenzivnější než oteplování v níže položených oblastech Evropy. Nicméně existuje i značné množství protichůdných závěrů, které informují o klesajícím tempu teplotní změny se zvyšující se nadmořskou výškou (Pepin, 2000). Pokrok v této oblasti je často omezen nedostatkem dlouhodobého pozorování ve větších nadmořských výškách, zejména v odlehlejších oblastech jako jsou Andy, Tibetská plošina, či pohoří Kašmír. Některé studie se snaží nedostatečný počet dat z povrchových stanic nahradit daty naměřenými ve volné

atmosféře. Výsledky jsou však stále neprůkazné, neboť například ve 3. zprávě Mezivládního panelu pro klimatickou změnu se uvádí, že teplotní změny na povrchu jsou větší než ve volné atmosféře, zatímco 4. zpráva uvádí, že naopak volná atmosféra vykazuje větší oteplování než povrch ve stejné nadmořské výšce (Ohmura, 2012). Byť jsou tato dvě zjištění protichůdná, lze z toho vyvodit závěr, že teplotní změna ve volné atmosféře se liší od teplotní změny na povrchu. V této práci je tedy kladen důraz zejména na teplotu vzduchu při povrchu Země.

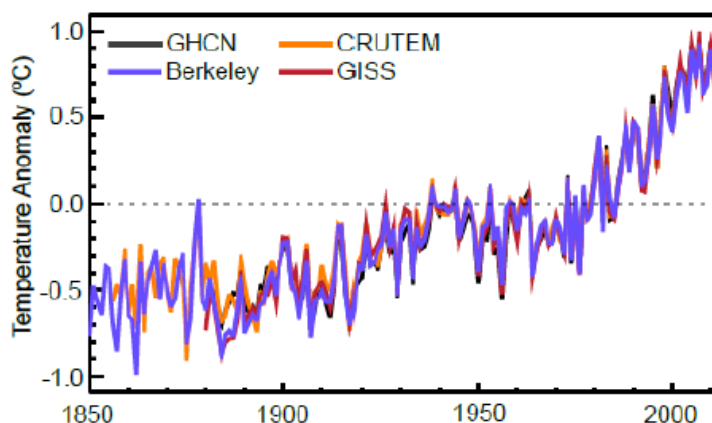
Hlavní náplní aplikační části práce je poté posouzení vlivu nadmořské výšky na intenzitu oteplování na území České republiky. Zdrojem dat je soubor denních průměrných teplot na osmnácti klimatických stanicích, které jsou rozloženy tak, aby co nejlépe a co nejrovnoměrněji pokrývaly území Česka. Tento soubor poskytuje data za období od roku 1961 do roku 2010 a z těchto dat byl pro každou stanici určen teplotní trend pro všechna roční období. Poté byla provedena regresní analýza těchto trendů v závislosti na nadmořské výšce.

2. Teplotní trendy v posledním století

Důkazy o oteplování Země vycházejí z mnoha klimatických indikátorů v rozsahu od nejvyšších částí troposféry až k hladině oceánů. Těmito důkazy jsou nárůsty v teplotách vzduchu i oceánu, dále zmenšení objemu ledovců či vzestup hladiny světového oceánu. Vědci ze všech oblastí světa potvrzují tyto změny nezávisle na sobě, z čehož lze vyvodit závěr, že oteplování Země je neoddiskutovatelným fenoménem.

Zvýšení globální průměrné přízemní teploty je nejznámějším a nejsledovanějším indikátorem klimatické změny. Ačkoli ne každý rok je teplejší než ten předchozí, povrchové teploty celého světa rostou v podstatě od roku 1900 s menším ochlazením mezi lety 1940 – 1970 (Hartmann a kol., 2013).

Obr. 1 ukazuje anomálie průměrné teploty nad zemským povrchem vztažené k období 1961 – 1990 pro čtyři nezávisle zpracované teplotní řady. Lze vypožorovat nárůst teplot během celého sledovaného období s menším poklesem mezi lety 1940 – 1970. Nejintenzivnější oteplování je poté pozorováno od roku 1970.



Obr. 1: Roční teplotní anomálie (1850 – 2011) vztažené k období 1961 – 1990 pro čtyři různé teplotní řady. (GHCN – Teplotní řada Global Historical Climatology Network (Lawrimore a kol., 2011), Berkeley – Teplotní řada Berkeley Earth Surface Temperature (Rohde a kol., 2013), CRUTEM – Teplotní řada Climate Research Unit - Temperature (Jones a kol., 2012), GISS – Teplotní řada Goddard Institute of Space Studies (Hansen a kol. 2010))

Zdroj: Hartmann a kol., 2013

Každé ze tří posledních desetiletí bylo teplejší než všechny předchozí dekády, a období mezi lety 2000 a 2010 bylo dokonce nejteplejší. Globální průměrná teplota při povrchu vykazuje za období 1901 – 2012 nárůst o 0,89°C a pro období 1951 až 2012 je to 0,72°C (Hartmann a kol., 2013), což znamená, že rychlost oteplování v porovnání těchto dvou období vzrostla. Nicméně i přes výrazné zvyšování teploty, existují období, která vykazují slabší trend. Příkladem je tempo oteplování mezi lety 1998 a 2012, kdy se teplota zvyšovala rychlostí pouze 0,05°C za desetiletí, zatímco v období 1951 až 2012 to bylo 0,12°C za desetiletí (Hartmann a kol., 2013). To však nepopírá fakt, že první dekáda 21. století byla nejteplejší za celé období klimatických záznamů. Dále je třeba poznamenat, že hodnoty těchto trendů jsou výsledkem zvyšování teplot jak nad zemským povrchem, tak i nad oceánem a intenzita oteplování se nad těmito rozdílnými povrchy může značně lišit. Například Rangwala a Miller (2012) poznamenali, že mezi lety 1975 a 2010 teploty nad zemským povrchem rostly rychlostí 0,30°C za desetiletí, zatímco teploty nad oceánem vykazovaly tempo oteplování 0,12°C za desetiletí. Stejně tak, oteplování a s ním související změny se liší i mezi jednotlivými regiony světa. Ceppi a kol. (2012) uvádějí, že rychlost oteplování ve Švýcarských Alpách je v období 1959 – 2008 až 1,6x vyšší než oteplování celé severní polokoule. Konkrétně rychlost zvyšování teploty ve Švýcarských Alpách dosahuje v tomto období hodnoty 0,35°C za desetiletí.

Dalším výrazným prvkem nerovnoměrnosti oteplování je závislost na ročním období. Ve střední Evropě obecně platí, že k nejmenším změnám teplot dochází v období podzimu. Totéž platí například i pro Skalisté hory v Severní Americe. V ostatních sezonách je v těchto oblastech oteplování intenzivnější, nicméně nelze přesně říci, zda je obecně nejvýraznější na jaře, v létě či v zimě, právě vzhledem k velké variaci mezi jednotlivými oblastmi. Zatímco ve Skalistých horách je největší oteplování zaznamenáno na jaře, Švýcarské Alpy vykazují

nejintenzivnější oteplování v létě. Naproti tomu, na Tibetské plošině se nejrychleji otepluje v zimě a nejpomaleji v létě (Rangwala a kol. 2012)

Existují také výrazné rozdíly ve vývoji jednotlivých teplotních proměnných, zejména mezi denní maximální a denní minimální teplotou. I přes značnou prostorovou nerovnoměrnost lze obecně říci, že minimální teploty rostou rychleji než maximální, a dochází tedy ke snižování denní teplotní amplitudy.

3. Závislost oteplování na nadmořské výšce

Tato kapitola vysvětluje, proč je důležité zkoumat oteplování v horských oblastech a popisuje možné následky zvyšování teploty právě v místech s větší nadmořskou výškou. Hlavním motivem je však posouzení odlišnosti dlouhodobých změn teploty v horách ve vztahu k ostatním oblastem a analýza závislosti teplotních trendů na nadmořské výšce.

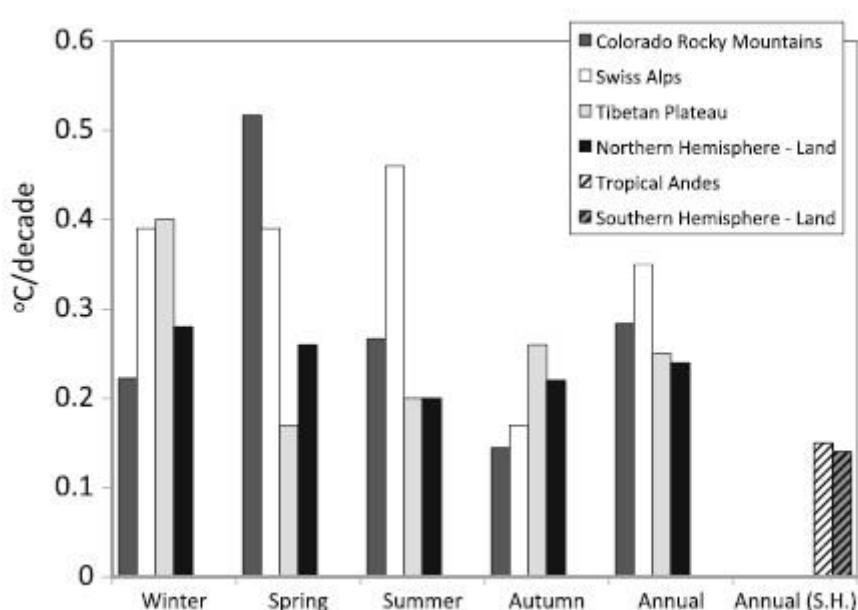
Velká většina světových zásob vody má svůj původ v horských oblastech, a zejména kvůli tomu je velmi důležité pochopit, jak se bude klima v těchto regionech vyvíjet. Například Tibetská plošina s více než 36 000 ledovci, které ústí do hlavních řek Asie (Ganga, Indus, Brahmaputra, Chuang-che, Jang-c'-ťiang, Mekong), přímo i nepřímo dodává vodu do nejzalidněnějších regionů světa s více než dvěma miliardami obyvateli (Rangwala a Miller, 2012). Beniston (2003) dokonce uvádí, že 30 až 50 % plochy horských ledovců zmizí do roku 2100. Pokračující oteplování ve vysokých nadmořských výškách by tak mohlo způsobit významnou změnu v hydrologických cyklech, z počátku by pravděpodobně došlo ke zvýšení průtoků díky zesílenému tání a následně ke snížení odtoku, jelikož zmizí zdroje. Narůstající oteplování dále pravděpodobně způsobí úbytek sněhové pokrývky, což také povede ke změně hydrologické bilance, obecně k redukci jarních či letních průtoků ve větších nadmořských výškách. Kromě toho, sílící výpar ve vyvýšených oblastech bude dalším důvodem většího sucha v letních měsících. Rostoucí oteplování tedy nebude mít významné důsledky pouze pro obyvatele horských oblastí, ale také pro obyvatele žijící v nižších polohách podél řek pramenících ve velkých nadmořských výškách. Těmito důsledky je z počátku zvýšení odtoku, dále pak redukce ve zdrojích pitné vody, větší množství rozsáhlých požárů či přemnožení škůdců (Rangwala a Miller, 2012).

Předmětem pozornosti velkého množství studií je posouzení výškové závislosti teplotních trendů a nejinak je tomu v této práci. Ve většině případů je vyzorováno intenzivnější oteplování ve větších nadmořských výškách, nicméně existuje i značné množství studií, které větší hodnoty oteplování identifikovaly v nižších polohách. Kromě toho existují i analýzy, které nezaznamenaly žádnou statisticky významnou výškovou závislost. Dokonce se můžeme setkat se studiemi, které se zabývají stejnými regiony, nicméně vykazují rozdílné výsledky výškové závislosti. Například Qin a kol. (2009) identifikovali výraznější oteplování ve větších nadmořských výškách v Tibetské plošině, zatímco Lu a kol. (2010) tvrdí, že oteplování je v této oblasti ztelnější v nižších polohách.

3.1. Oteplování horských oblastí ve vztahu ke globálním trendům

Základní otázkou tedy stále zůstává, zda tempo oteplování horských oblastí je větší než tempo oteplování zbývajícího povrchu Země. Jak je již uvedeno výše, tato otázka stále není dostatečně dořešena, především kvůli řídké pozorovací síti v horských oblastech. Nicméně na obr. 2 lze vidět poměr intenzity oteplování vybraných horských oblastí světa k oteplování na celém zemském povrchu za posledních zhruba 50 let. Trendy jsou rozděleny podle ročního období, jelikož existují podstatné rozdíly v oteplování s ohledem právě na to, jestli se jedná o jaro, léto, podzim či zimu. Pro jižní polokouli je zkoumán pouze celoroční trend vzhledem k nedostatku střídání ročních období v tropické oblasti And, což je část And, které se věnuje studie Rangwaly a Millera (2012). Z grafu lze vyčíst, že trendy ve Švýcarských Alpách jsou výraznější ve všech ročních obdobích kromě podzimu a že hodnota trendu je během každého desetiletí téměř o $0,1^{\circ}\text{C}$ větší než je průměr severní polokoule. Ve Skalistých horách je největší oteplení pozorováno na jaře, a stejně jako na Tibetské plošině či v tropické

části And je celoroční trend pouze minimálně pozitivně vychýlen od průměrného trendu dané polokoule.



Obr. 2: Intenzita oteplování vybraných horských oblastí světa v jednotlivých ročních obdobích i za celý rok v druhé polovině 20. století.

Zdroj: Rangwala a Miller, 2012

Porovnání oteplování specifických horských oblastí s globálními trendy je předmětem mnoha studií (Beniston a kol., 1997; Liu a Chen, 2000; Ceppi a kol., 2012). Ve většině z nich je uvedeno, že v oblastech s vyšší nadmořskou výškou je oteplování rychlejší, nicméně tyto analýzy nemohou být použity jako odpověď na primární otázku, zda tempo oteplování horských oblastí je větší než tempo oteplování zbývajícího povrchu Země, vzhledem k rozdílným prostorovým měřítkům zkoumaných oblastí, zejména kvůli větší prostorové proměnlivosti na globálním měřítku.

3.2. Vertikální závislost oteplování v horských oblastech

Další důležitou otázkou a hlavním motivem této práce je, zda je v horských oblastech znatelná vertikální závislost teplotních trendů. Většina studií zabývajících se touto problematikou je zaměřena pouze na určitý region. Nicméně například analýzu Diaze a

Bradleyho (1997) lze pokládat za globální. V jejich práci byly zkoumány teplotní trendy na více než 100 místech v oblasti od 30° do 70° s. š., a bylo zjištěno, že průměrná teplota rostla rychleji ve větších nadmořských výškách. Dále je třeba poznamenat, že šlo zejména o nárůst v minimálních teplotách, zatímco maximální teploty zůstaly téměř neměnné, což je typickým rysem pro většinu oblastí světa. Další komplexnější globální studií byla práce Pepina a Lundquista (2008), ve které je analyzováno téměř 1000 stanic z celého světa. V této analýze však nebyla zjištěna žádná statisticky významná výšková závislost, avšak je třeba říci, že všechny pozorovací stanice se nacházely pod hranicí 2000 m n. m.

Jak již bylo řečeno, existuje malé množství studií, které zkoumají vertikální závislost oteplování v celosvětovém měřítku. V navazující části jsou z toho důvodu do větších detailů rozebrány jednotlivé horské oblasti světa.

3.2.1. Švýcarské Alpy

Švýcarské Alpy jsou pravděpodobně nejlepším místem pro výzkum závislosti teplotní změny na nadmořské výšce, a to zejména díky velkému počtu pozorovacích stanic a jejich dostatečnému výškovému rozsahu.

Ohmura (2012) ve své studii porovnává dvojice stanic, které mají malou horizontální vzdálenost, zatímco jejich vertikální vzdálenost je poměrně značná. Pro oblast Švýcarských Alp se jedná o stanice Jungfraujoch (3580 m n. m.) a Interlaken (577 m n. m.). Pro prvně jmenovanou stanici byl za období 1933 až 2011 pozorován trend oteplování 0,14°C za desetiletí, zatímco pro druhou stanici je to 0,09°C za desetiletí. Je však nutno poznamenat, že tyto trendy zahrnují i období bez výraznějších změn teploty. Z toho důvodu byl analyzován i vývoj pro posledních 40 let, tedy pro fázi nejintenzivnějšího oteplování. Pro toto období (1970 – 2011) jsou hodnoty trendů 0,43°C za desetiletí pro Jungfraujoch a 0,36°C za

desetiletí pro Interlaken. Z těchto čísel je zřejmé, že oteplování ve větší nadmořské výšce je výraznější, což je doloženo i tím, že Ohmura (2012) dospěl ke stejnému závěru i pro další dvojice pozorovacích stanic v této oblasti. Výsledkem intenzivnějšího oteplování ve výše položených oblastech je mimo jiné i zmenšení teplotního rozdílu mezi místy s vyšší nadmořskou výškou a místy ležícími v nižších polohách, a lze tedy hovořit o zeslabení vertikálního teplotního gradientu. Teplotní rozdíl mezi dvěma výše zmíněnými stanicemi se v posledních 40 letech nejvíce zmenšuje v létě (o 0,05°C za desetiletí).

Již ve studii Benistona a Rebeteze (1996) byl zaznamenán výškový gradient teplotních změn, a to hlavně díky nočnímu oteplování v zimě, což podporuje tvrzení, že celosvětově se na zvýšeném oteplování ve větších nadmořských výškách podepisuje hlavně zvyšování minimálních teplot.

Jak již bylo řečeno, Alpy jsou z hlediska pozorování výškové závislosti oteplování nejideálnější oblastí, a z toho důvodu jim bude věnována celá kapitola číslo 4.

3.2.2. Andy

Andy jsou jedinečnou oblastí pro zkoumání teplotních trendů, a to hned z několika důvodů: 1. Jedná se o jednu z mála oblastí na jižní polokouli, kde existují záznamy teplot ve vysokých nadmořských výškách. 2. Jedná se o oblast silně ovlivněnou oceánem, vzhledem k tomu, že celé pohoří se táhne podél pobřeží. Zejména efekty El Niño a La Niña zde hrají značnou roli. 3. Severojižní orientace And umožňuje i porovnání vzhledem k zeměpisné šířce. Na druhou stranu, tyto faktory výrazně komplikují porovnání závislosti trendů na nadmořské výšce, nehledě na to, že množství pozorovacích stanic není dostačující.

Většina studií se zaměřuje na tropickou část And, kde byl výzkum nejdůležitější vzhledem k silnému tání tropických ledovců. Byly vypracovány studie, které vyšetřovaly nesoulad mezi

ústupem ledovců a trendem ochlazování ve spodní troposféře. Vuille a Bradley (2000) vysvětlili tento rozpor tím, že trendy teplotní změny při povrchu a ve volné atmosféře se výrazně liší. Zatímco ve volné atmosféře mohou teploty klesat, při povrchu může být pozorován nárůst teplot, který způsobuje výše zmiňované tání ledovců. V této studii bylo dále zjištěno, že průměrná teplota And vzrostla za období 1975 – 2000 o 0,8°C a co se týče vertikální závislosti oteplení, tak byla objevena vzrůstající intenzita s výškou mezi 1000 a 2500 m n. m., avšak zeslabení ve vyšších polohách.

Ohmura (2012) zkoumal téměř všechny části And a opět zde využil porovnání hned několika párů stanic s různou nadmořskou výškou. V aridním území kolem pouště Atacama bylo využito stanice La Quiaca, ležící v nadmořské výšce 3459 metrů a stanice Antofagasta, která se nachází poblíž pobřeží Tichého oceánu ve výšce 135 m n. m. V období od 70. let je zde o mnoho výraznější trend oteplování na výše položené stanici. Tento fakt je Ohmurou (2012) přičítán zejména tomu, že při pobřeží Pacifiku (stanice Antofagasta) je v tomto období zaznamenána velmi nízká intenzita oteplování a stanice La Quiaca se nachází nejen ve větší nadmořské výšce, ale i dále od pobřeží (konkrétně o 550 km). Co se týče tropické části And, je zde také znatelné zvětšení hodnoty trendu oteplování s nadmořskou výškou, avšak pouze k hranici 3000 m n. m. Ve vyšších polohách již opět dochází k zeslabení tohoto trendu. Například stanice Cuzco (3249 m n. m.) uvádí intenzivnější oteplování než stanice La Paz, která leží ve výšce přes 4000 metrů. Tento závěr je v dobrém souladu se studií, kterou vypracovali Vuille a Bradley (2000), kde je také prokázáno slábnutí oteplování v nejvyšších nadmořských výškách (cca nad 3000 m n. m.). Na druhou stranu, v oblasti And, která je ovlivněna Karibským mořem, je situace poměrně odlišná. Nejvýraznější trend zde v posledních 30 letech vykazuje nejnižše položená stanice Villavincencio (431 m n. m.), zatímco na stanici Bogota, ležící ve výšce 2548 m n. m., je trend oteplování o poznání slabší.

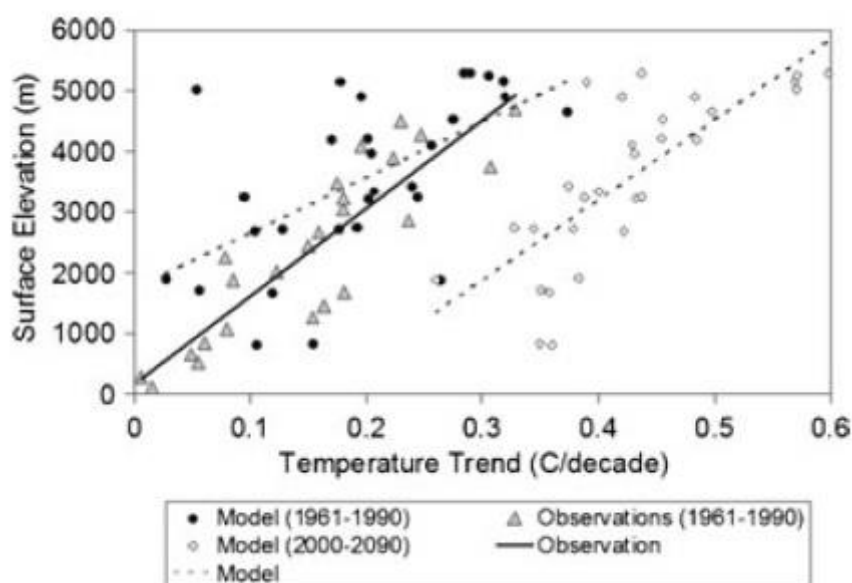
3.2.3. Kašmír a předhůří Himálaje

V této oblasti existují pouze dvě dvojice stanic s dostačujícím výškovým rozdílem, které jsou vhodné pro Ohmurovu studii (2013). První pár stanic se nachází v pohoří Kašmír a jedná se o stanice Srinagar (1583 m n. m.) a Peshawar (359 m n. m.). V období od roku 1949 místo s vyšší nadmořskou výškou vykazuje výraznější trendy oteplování, a to $0,20^{\circ}\text{C}$ za desetiletí, oproti hodnotě $0,13^{\circ}\text{C}$ zaznamenané v místě s nižší polohou. V období 1980 až 2010 velikost trendů vzrostla na hodnoty $0,32^{\circ}\text{C}$ a $0,28^{\circ}\text{C}$ za desetiletí. Stanicemi v předhůří Himálaje jsou Mukteshwar ležící ve výšce 2311 m n. m. a New Delhi s nadmořskou výškou 216 metrů. Opět je zde viditelná větší intenzita oteplování ve vyšší nadmořské výšce, konkrétně $0,11^{\circ}\text{C}$ za desetiletí pro stanici Mukteshwar a $0,04^{\circ}\text{C}$ pro stanici New Delhi pro období 1949 -2010, respektive $0,48^{\circ}\text{C}$ a $0,16^{\circ}\text{C}$ pro období 1980 – 2010. Tato oblast podle Ohmury (2012) vykazuje jednu z nejvíce zřetelných závislostí oteplování na nadmořské výšce. Toto tvrzení potvrdili i Shrestha a kol. (1999) ve své analýze pro 49 stanic v Nepálu v období 1971 – 1994.

3.2.4. Tibetská plošina

Tibetská plošina je společně s Himálají významnou zásobárnou vody pro nejzalidněnější oblast světa, východní a jihovýchodní Asii, a proto je důležité zkoumat specifika zdejších klimatických změn. Oblast bývá někdy označována jako třetí pól kvůli velkému rozšíření sněhu a ledu (Rangwala a Miller, 2012). Existují důkazy o tom, že nejintenzivnější oteplování zde začalo již počátkem 50. let, zatímco v ostatních oblastech severní polokoule se začalo výrazně oteplovat až v polovině 70. let. Zajímavostí je také to, že podzim vykazuje výraznější oteplování než období jara či léta, což je odlišné od střední Evropy, kde je na podzim oteplování výrazně nejslabší. Co se týče závislosti oteplování na nadmořské výšce, neexistuje pro území jednotný závěr, což je způsobeno pravděpodobně nedostatkem dat z vyšších poloh. Liu a Chen (2000) zaznamenali zrychlené tempo oteplování ve vyšších nadmořských

výškách pro období 1960 – 1990. Tento závěr potvrdili i Rangwala a kol. (2010), a to i s pomocí klimatického modelu. Výsledky jsou znázorněny na obr. 3. Na tomto grafu představujícím výškovou závislost teplotního trendu lze pozorovat zvyšující se tempo oteplování s rostoucí nadmořskou výškou pro zmíněné období.



Obr. 3: Vertikální závislost teplotních trendů v Tibetu v období 1961 – 1990 na základě pozorování (trojúhelníky a plná čára) i modelování (tmavé kroužky a přerušovaná čára). Údaje pro budoucí klimatické poměry (světlé kroužky) nejsou pro tuto práci relevantní.

Zdroj: Rangwala a Miller, 2012

Nicméně například You a kol. (2010) neobjevili v oblasti Tibetu žádnou závislost oteplování na nadmořské výšce pro podobné období.

3.2.5. Skalisté hory

Analýzy z oblasti Skalistých hor v americkém Coloradu indikují intenzivní oteplování během posledních 30 let, konkrétně 0,5 až 1°C během desetiletí. Tato pozitivní změna teploty je znatelná ve všech ročních obdobích, ačkoli nejvýraznější je v létě a v zimě (Clow, 2010). Clow (2010) dále poznamenal, že zatímco na stanicích v nadmořské výšce od 3000 do 3500 m byl zaznamenán trend oteplování 1°C/desetiletí v období 1979 – 2006, tak pro celý

stát Colorado to bylo pouze 0,4°C/desetiletí, což značí jasnou vertikální závislost teplotní změny.

Toto tvrzení potvrzuje i další studie od Diaze a Eischeida (2007), ve které je zaznamenáno intenzivnější oteplování v nadmořských výškách větších než 2000 m n. m., s rostoucím vertikálním gradientem oteplování až k hranici 4000 m n. m.

V následující tabulce 1 jsou shrnuty hodnoty teplotních trendů na dvojicích stanic s různou nadmořskou výškou v několika horských oblastech. Výsledky vycházejí z Ohmurovy studie (2012) a většina těchto oblastí je již popsána výše v kapitole 3.2.

Horská oblast	Název stanice	Nadm. v. (m n. m.)	z. š.	z. d.	Změna t (°C/10 let)	Pozorované období
Švýcarské Alpy	Jungfrauoch	3580	46° 33' s. š.	7° 59' v. d.	0,43	1970 - 2011
	Interlaken	577	46° 67' s. š.	7° 87' v. d.	0,36	
	Santis	2502	47° 15' s. š.	9° 20' v. d.	0,47	1971 - 2011
	St Gallen	618	47° 26' s. š.	9° 24' v. d.	0,29	
Rakouské Alpy	Sonnblick	3109	47° 03' s. š.	12° 57' v. d.	0,30	1980 - 2011
	Badgastein	1100	47° 07' s. š.	13° 08' v. d.	0,24	
Kašmír	Srinagar	1583	34° 05' s. š.	74° 50' v. d.	0,32	1980 - 2010
	Peshawar	359	34° 01' s. š.	71° 35' v. d.	0,28	
Předhůří Himálaje	Mukteshwar	2311	29° 28' s. š.	79° 39' v. d.	0,48	1980 - 2010
	New Delhi	216	28° 35' s. š.	77° 12' v. d.	0,16	
Andy	La Quiaca	3459	22° 06' j. š.	65° 36' z. d.	0,32	1970 - 2010
	Antofagasta	135	23° 26' j. š.	70° 26' z. d.	0,09	
	La Paz	4038	16° 31' j. š.	68° 11' z. d.	0,08	1943 - 2010
	Cuzco	3249	13° 33' j. š.	71° 59' z. d.	0,20	
	Santa Cruz	418	17° 48' j. š.	63° 11' z. d.	0,10	
	Bogota	2548	4° 43' s. š.	74° 09' z. d.	0,09	1980 - 2010
	Villavicencio	431	4° 10' s. š.	73° 37' z. d.	0,26	
Apalačské pohoří	Mt. Washington	1905	44° 16' s. š.	71° 18' z. d.	0,35	1980 - 2005
	Pinkgam Notch	603	44° 16' s. š.	71° 15' z. d.	0,31	
Severoamerické Kordillery	Fly	1909	39° 17' s. š.	114° 51' z. d.	0,29	1970 - 2005
	Stockton	8	37° 54' s. š.	121° 15' z. d.	0,18	

Tabulka 1: Porovnání změn teploty na stanicích s různou nadmořskou výškou nacházejících se ve stejném pohoří

Zdroj: Ohmura, 2012

3.3. Faktory způsobující změnu hodnoty teplotního trendu s nadmořskou výškou

Existuje celá řada mechanismů, které mají vliv na rozdílné oteplování v rozdílných nadmořských výškách. Je tomu tak z toho důvodu, že v různých výškách působí jiné klimatické faktory, anebo tyto faktory působí v různých elevacích jinou silou. Těmito činiteli

může být sněhová pokrývka a s ní související zpětná vazba sníh-albedo, což je jedna z nejdůležitějších zpětných vazeb klimatického systému a stěžejní faktor právě pro výškovou závislost oteplování, dále pak uvolňování latentního tepla prostřednictvím výparu nebo oblačnost, vlhkost půdy, vodní pára či aerosoly.

Jedním z důvodů intenzivnějšího oteplování ve větších nadmořských výškách je přímý následek energetické bilance mezi povrchem a atmosférou. Jde o to, že zemský povrch dodává energii do atmosféry z 80 % jako latentní teplo z výparu. A jelikož uvolňování latentního tepla je nejsilnějším zdrojem tepla v atmosféře, dochází k zvětšení intenzity oteplování v místech, kde dochází k největší kondenzaci. Těmito místy jsou právě oblasti ve velkých nadmořských výškách. Newell a kol. (1972) ve své studii odhadovali, že k největšímu uvolňování latentního tepla dochází ve výšce 6 km nad mořem, pokud se jedná o oblasti kolem rovníku. V jiných zeměpisných šířkách je tato hodnota odlišná, konkrétně má klesající tendenci směrem k vyšším šířkám. V oblasti střední Evropy je nejsilnější kondenzace ve výšce 3 až 4 km nad hladinou moře.

Další příčinou zvýšeného oteplování ve vyšších polohách je přirozený výsledek Stefan-Boltzmanova zákona, který po upravení tvaru říká, že v chladnějších oblastech dochází k zvětšení intenzity oteplování. Tento zákon je vyjádřen následujícím způsobem:

$$\frac{dT}{dx_j} = \frac{1}{4\sigma T^3} * \frac{\sum dF_i}{dx_j},$$

kde T je teplota, σ je Stefan-Boltzmannova konstanta, F_i je energetická výměna a x_j je klimatický faktor, který může ovlivnit výměnu energie. Předpokládá se, že x_j ovlivňuje výměnu energie stejně v chladném i teplém podnebí a výraz $\frac{\sum dF_i}{dx_j}$ tedy zůstává pro oba

typy podnebí konstantní. Výsledkem poté je, že například při teplotě 0°C je teplotní citlivost o 30 % větší než při teplotě 25°C (Ohmura, 2012). To tedy znamená, že tento faktor přispívá k větší intenzitě oteplování v chladnějších oblastech, tedy často i ve větších nadmořských výškách. Nicméně existuje mnoho dalších činitelů, z nichž některé budou v další sekci popsány do větších detailů.

3.3.1. Zpětná vazba snůh-albedo

V této části je předmětem pozornosti význam zpětné vazby snůh-albedo a její vliv na závislost teplotních trendů na nadmořské výšce.

Jak je již uvedeno výše, odrazivost snůhu či ledu je jednou z nejdůležitějších zpětných vazeb v klimatickém systému. Jedná se o to, že když dochází k oteplování oblasti, kde se nachází snůhová pokrůvka, snůh taje a povrchové albedo se snižuje. Tím pádem je absorbováno více sluneční energie a teplota roste více než v místech, kde se snůhová pokrůvka dříve nevyskytovala. Toto je jednou z hlavních příčin výraznějších teplotních trendů ve větších nadmořských výškách, respektive v místech, kde je velká pravděpodobnost výskytu snůhové pokrůvky.

Jedná se o poměrně známou teorii a v mnoha studiích bylo ukázáno, že trendy oteplování jsou významně ovlivněny právě touto zpětnou vazbou. Například Pepin a Lundquist (2008) zjistili, že hodnoty teplotních trendů jsou největší v blízkosti izotermy 0°C, a že oteplování je méně intenzivní za přítomnosti snůhové pokrůvky. Nicméně první, kdo kvantifikoval efekt zpětné vazby snůhového albeda, byli Scherrer a kol. (2012). Kvantifikace a následné posouzení dopadů zpětné vazby je velmi důležité, protože tyto změny ovlivňují hydrologický cyklus v mnoha horských regionech, které jsou důležité pro přívod vody ke stovkám milionů lidí. Například Švýcarské Alpy poskytují velmi dobrou možnost

k prozkoumání vlivu zpětné vazby sníh-albedo na teplotní trendy, speciálně v době, kdy sněhová pokrývka rychle mizí, jak je tomu v posledních letech, hlavně v období jara.

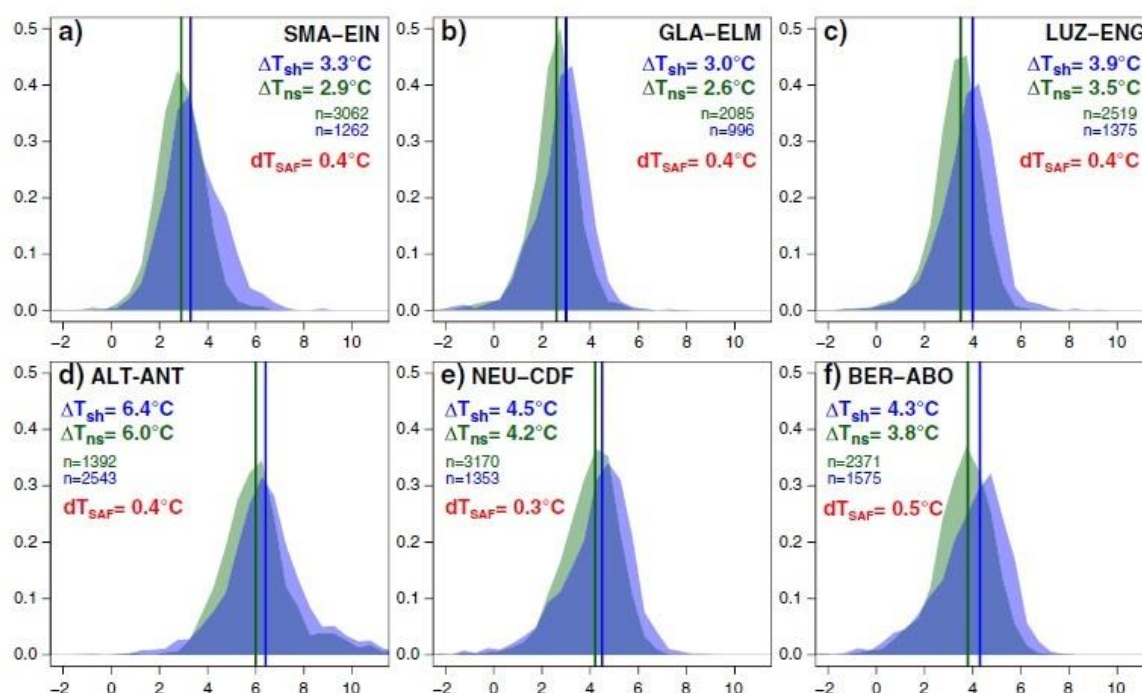
Nyní se dostáváme právě ke kvantifikaci tohoto efektu. Scherrer a kol. (2012) ve své studii, pro kvantifikaci jarních teplotních trendů ve Švýcarských Alpách v období 1961 až 2011, využili 6 párů pozorovacích stanic, přičemž musely být splněny následující podmínky:

1. Stanice v páru od sebe musí být výrazně vertikálně vzdáleny, přičemž horizontální vzdálenost by měla být co nejmenší.
2. Obě stanice musí mít řady průměrných denních teplot minimálně pro období třiceti, nejlépe však padesáti let.
3. níže položená stanice by se měla nacházet v místě, kde se sněhová pokrývka nachází co nejméně, zatímco stanice ve vyšší nadmořské výšce by měla obsahovat zhruba stejný počet pozorování se sněhovou pokrývkou jako pozorování bez sněhové pokrývky. Síla efektu zpětné vazby sněhové odrazivosti na intenzitu oteplování je poté vyjádřena následující rovnicí:

$$dT_{SAF} = \Delta T_{sh} - \Delta T_{ns},$$

kdy ΔT_{sh} značí průměrný teplotní rozdíl mezi dvěma stanicemi v páru za sledované období ve dnech, kdy horní stanice vykazovala sněhovou pokrývkou, zatímco ΔT_{ns} značí ten samý teplotní rozdíl, ale naopak v případech, kdy horní stanice sněhovou pokrývkou nevykazovala.

Výsledkem je tedy průměrný rozdíl vertikálních rozdílů teploty mezi dny, kdy horní stanice vykazovala sněhovou pokrývkou a dny, kdy ani jedna ze stanic sněhovou pokrývkou nevykazovala. Z obr. 4 lze vypožorovat, že větší teplotní rozdíly jsou mezi stanicemi ve dnech, kdy se v oblasti horní stanice nachází sněhová pokrývka (ΔT_{sh}), zatímco ve dnech bez sněhové pokrývky je teplotní rozdíl mezi stanicemi menší (ΔT_{ns}). Dále si můžeme všimnout, že výsledný průměrný teplotní rozdíl (dT_{SAF}) se pohybuje od 0,3°C k 0,5°C.



Obr. 4: Rozložení (vybarvené plochy) a mediány (svislé čáry) teplotních rozdílů mezi stanicí s vyšší nadmořskou výškou a stanicí s nižší nadmořskou výškou pro dny se sněhovou pokrývkou na výše položené stanici (modrá barva) a pro dny bez sněhu na obou stanicích (zelená barva) pro 6 párů stanic (SMA - Zürich Fluntern, 556 m n. m., EIN – Einsiedeln, 910 m n. m., GLA – Glarus, 517 m n. m., ELM – Elm, 965 m n. m., LUZ – Luzern, 454 m n. m., ENG – Engelberg, 1036 m n. m., ALT – Altdorf, 438 m n. m., ANT – Andermatt, 1442 m n. m., NEU – Neuchâtel, 485 m n. m., CDF – La Chaux-de-Fonds, 1018 m n. m., BER – Bern, 553 m n. m., ABO – Adelboden, 1332 m n. m.).

Zdroj: Scherrer a kol., 2012

Scherrer a kol. (2012) ve své práci dále vypočítali, že příspěvek zpětné vazby sníh-albedo k celkovému jarnímu teplotnímu trendu ve Švýcarských Alpách pro období 1961-2011 je 0,04 až 0,05°C, což činí zhruba 3-7 % celkového oteplování. Podíl této zpětné vazby na vertikální závislosti teplotního trendu je však výrazně vyšší.

3.3.2. Oblačnost

Oblačnost je velmi nejistým faktorem, co se týče změny intenzity oteplování s nadmořskou výškou. Obecně, zmenšení oblačnosti během dne způsobuje nárůst v maximálních teplotách, zatímco noční pokles oblačnosti způsobí poklesy v minimálních teplotách. Je tomu tak z toho důvodu, že ve dne oblačnost brání přicházejícímu slunečnímu záření, díky odrazivosti. Naopak v noci oblačnost udržuje teplo při zemském povrchu. Ačkoli

některé změny v oblačnosti mohou způsobovat různé teplotní trendy v různých výškách, neexistují pro to žádné zřejmé důkazy vzhledem k nedostatečnému počtu dat o výskytu oblačnosti. Nelze totiž přesně říci, zda během oteplování dochází k přibývání oblačnosti ve velkých či v malých nadmořských výškách. Nicméně Ceppi a kol. (2012) ve své studii pro Alpy vysvětlili intenzivnější oteplování v nižších nadmořských výškách během podzimu tím, že zde v tomto ročním období dochází k poklesům v četnosti mlhy. Dále Liu a kol. (2009) naznačili, že část výškové závislosti oteplování v Tibetské plošině je způsobena oblačností, která se zde vyskytuje v zimních měsících posledních let během noci spíše ve větších nadmořských výškách a udržuje tak v těchto místech větší teplo, díky čemuž dochází ke zvyšování průměrných minimálních teplot.

3.3.3. Aerosoly

V mnoha studiích bylo zjištěno, že mnohé aerosoly, jako jsou saze či prach, absorbují sluneční záření, a jsou tedy dalším přispěvatelem k oteplování. Jejich efekt je nejsilnější ve střední troposféře, tedy v oblastech s vyšší nadmořskou výškou, kde mimo jiné způsobují i rychlejší tání sněhu. V přehledové práci Ramanathana a Carmichaela (2008) bylo diskutováno, že černý uhlík (saze), vzniklý lidskou činností, může způsobovat až 50 % oteplování v Himálaji během posledních období. Černý uhlík totiž nejen absorbuje sluneční záření, ale také výrazně snižuje sněhové albedo v případě, že se vyskytuje právě nad sněhovou pokrývkou.

Existují však i neabsorbující, respektive odrazivé aerosoly, jejichž efekt je odlišný. Tyto aerosoly naopak způsobují ochlazování, právě díky tomu, že odrážejí sluneční záření. Existuje však velmi málo informací o prostorovém rozložení těchto aerosolů, a tedy jejich vlivu na výškovou závislost oteplování. Nicméně studie Rangwaly a Millera (2012) objevila některé

důkazy o větší koncentraci odrazivých aerosolů v nižších nadmořských výškách na území Tibetské plošiny, což způsobuje zmírnění oteplování v nižších polohách, a tedy opět vede k rostoucímu výškovému gradientu oteplování.

3.3.4. Urbanizace

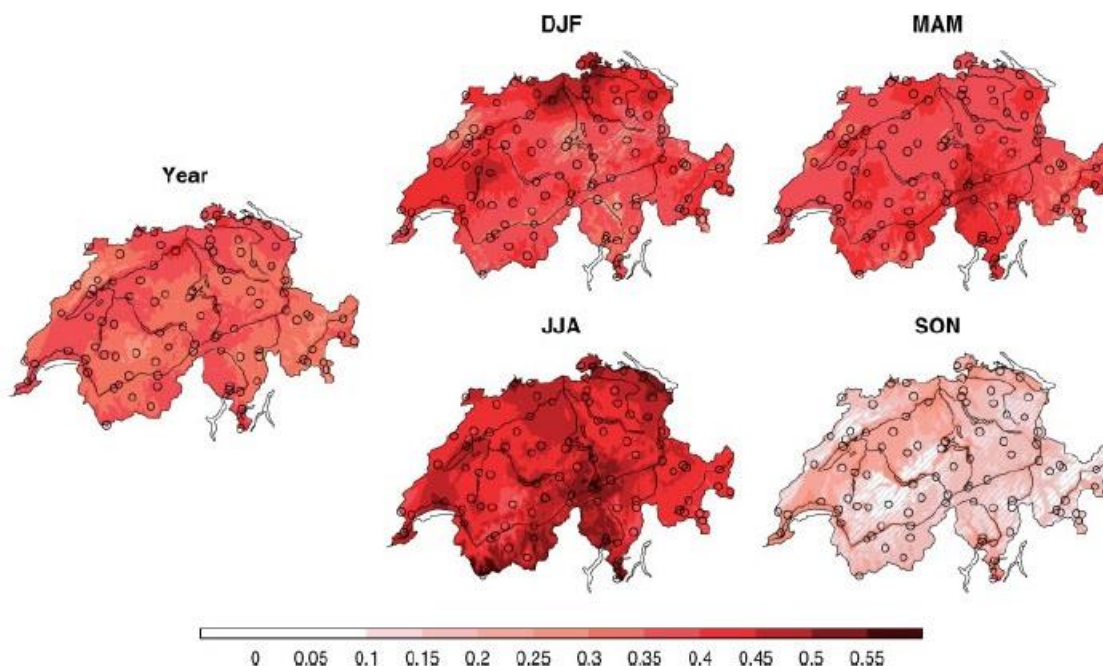
Efekty urbanizace jsou ve většině studií omezeny tím, že jsou analyzovány stanice v nadmořských výškách větších než 500 metrů, tedy v místech, kde většina velkých měst již nehraje takovou roli. Je však nutné poznamenat, že vzhledem k rostoucí zástavbě posledních let by v místech urbanizace mělo být znatelné zrychlené tempo oteplování.

4. Závislost teplotních trendů na nadmořské výšce ve Švýcarských Alpách

Jak již bylo uvedeno výše, Alpy, a především ty švýcarské, poskytují nejlepší příležitost ke zkoumání výškové závislosti teplotních trendů. Je tomu tak z toho důvodu, že je zde nejlepší pokrytí území pozorovacími stanicemi jak z hlediska horizontálního, tak z hlediska vertikálního. Vývoj teploty v této oblasti je ve všech místech pozitivní s ročním průměrem $0,35^{\circ}\text{C}$ během desetiletí pro období 1959 až 2008, což je 1,6x více než je průměr severní polokoule (Ceppi a kol., 2012). Toto průměrné oteplování se pohybuje od $0,18^{\circ}\text{C}$ za desetiletí na podzim k $0,46^{\circ}\text{C}$ za desetiletí v létě. Lze tedy také pozorovat silnou závislost oteplování na ročním období. Část těchto teplotních trendů může být vysvětlena změnami v atmosférické cirkulaci, která má největší vliv v zimě, a část je vysvětlena změnami v lokálních efektech, jakými jsou třeba zpětná vazba sníh-albedo či změny v četnosti výskytu mlhy. Nedávné oteplování střední Evropy, konkrétně Švýcarských Alp je tedy způsobeno změnami v mnoha fyzikálních parametrech. Klíčovým aspektem pro klimatickou změnu v Alpách je však výšková závislost trendů povrchových teplot. Jelikož nárůst průměrné teploty vzduchu při povrchu má být znatelný obzvláště v horských regionech, je pro alpské státy, jako je Švýcarsko, velmi důležitá znalost intenzity a výškové závislosti efektů oteplování.

4.1. Intenzita oteplování

Jak již bylo řečeno, teplotní trendy jsou pozitivní na všech místech Švýcarska a pro všechna roční období. Roční nárůst průměrné teploty vzduchu sahá od $0,23^{\circ}\text{C}$ k $0,46^{\circ}\text{C}$ za desetiletí dle oblasti pro posledních 45 let. Průměrný nárůst je $0,35^{\circ}\text{C}$ za desetiletí. Existuje však výrazný rozdíl mezi ročními obdobími, jak můžeme vidět na obr. 5.



Obr. 5: Intenzita oteplování (°C/desetiletí) na území Švýcarska v jednotlivých ročních obdobích (DJF – zima, MAM – jaro, JJA – léto, SON – podzim) a v celém roce v období 1959 – 2008.

Zdroj: Ceppi a kol., 2012

Nejmenší hodnoty trendů vykazuje podzim (SON), a to od 0,02°C k 0,38°C za desetiletí s průměrem 0,17°C. Největší hodnoty jsou naopak zaznamenány v létě (JJA), kdy průměrná hodnota trendu je 0,46°C ,v některých místech však až 0,62°C za desetiletí. Pokud není započítáno extrémně teplé léto roku 2003, hodnota letního trendu klesne na 0,39°C/10 let. I přesto by však letní tendence oteplování byla nejintenzivnější. Oteplování je ve všech ročních obdobích statisticky významné až na podzim, kde podle Ceppiho a kol. (2012) pouze oteplování v nejnižších nadmořských výškách vykazuje statistickou významnost. Obecně, všechny tyto výsledky ze studie Ceppiho a kol. (2012) jsou v dobrém souladu s předchozími analýzami zabývajícími se švýcarskými teplotními trendy (Begert a kol., 2005; Rebetez a Reinhard, 2007), které také zaznamenaly například nejintenzivnější oteplování v létě a nejslabší na podzim.

4.2. Výšková závislost oteplování

Jak již bylo řečeno výše, pro oblast Alp je klíčovým aspektem posouzení závislosti teplotních změn na nadmořské výšce a právě v této kapitole je této otázce věnována značná pozornost.

Ve studii Ceppiho a kol. (2012) bylo pro tento účel porovnáno 91 stanic, které byly rozmístěné v nadmořské výšce od 200 do 3580 metrů, avšak nad hranicí 2700 m n. m. to byly pouze dvě stanice, což znamená, že popis teplotní změny ve vyšších polohách je založen na poměrně malém množství pozorování a výsledky mohou tudíž být nejisté. Nejvýše položeným místem pozorování je Jungfraujoch (obr. 6), což je nejstarší stále osídlená meteorologická stanice v Evropě (Appenzeller a kol., 2008). Na každé z pozorovacích stanic byly vypočítány teplotní anomálie vzhledem k průměru období 1961-1990, a z těchto anomálií byla následně vytvořena lineární regrese, která určila závislost oteplování na nadmořské výšce.



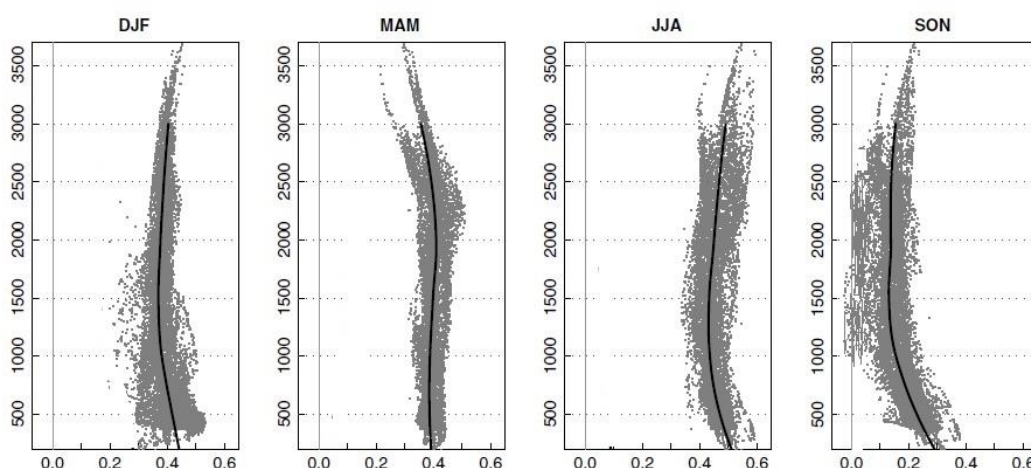
Obr. 6: Stanice Jungfraujoch v roce 1925

Zdroj: Appenzeller a kol., 2008, Foto: Fahrni.

Jak můžeme vidět na obr. 5, závislost teplotních trendů na nadmořské výšce je lépe rozpoznatelná v jednotlivých ročních obdobích, zejména tedy na jaře a na podzim. V dalších ročních obdobích je také znatelné prostorové rozložení oteplování, nicméně je obtížné to přisuzovat rozdílům v nadmořské výšce. Co se týče měsíců březen, duben a květen (období jara), je zde znatelná větší intenzita oteplování ve vyšších nadmořských výškách, konkrétně v oblasti izotermy 0°C , kde dochází k největším změnám ve sněhové pokrývce a tedy efektu zpětné vazby sníh-albedo, která je do větších detailů zkoumána v kapitole 3.3.1. Ve zkratce se jedná o to, že v místech, kde se vyskytovala sněhová pokrývka, byla dříve velká odrazivost. Dnes, vzhledem k oteplování, se v těchto místech sněhová pokrývka již nenachází a dochází k větší absorpci slunečního záření, a tedy k dalšímu zvětšení intenzity oteplování. V období léta se izoterma 0°C nachází ve vyšších polohách a i v této sezoně by tedy měla být znatelná závislost trendu na nadmořské výšce, nicméně pozorovací stanice tyto vysoké oblasti nepokrývají, a je tudíž obtížné toto tvrzení prokázat. Dalším výrazným rysem vertikální závislosti oteplování je však zvětšení intenzity teplotní změny v nejnižších nadmořských výškách v období podzimu, konkrétně v oblastech pod 800 m n. m. Tento fakt je ve studii Ceppiho a kol. (2012) vysvětlen tím, že v posledních dekáдах dochází k menším výskytům mlh právě v nižších nadmořských výškách. Tyto mlhy jsou na podzim pro oblast Alp velmi typické, avšak ubývá jich a je zde jasný trend zvyšování počtu dnů s dobrou viditelností. Spekuluje se, že tento trend souvisí s lepší kvalitou vzduchu, ale že roli mohou hrát i urbanizace a využití půdy. Důležitý pro tuto práci však zůstává fakt, že výsledkem je zvýšená absorpce slunečního záření a tedy zvětšení intenzity oteplování v oblastech nižších nadmořských výšek v období podzimu.

Na obr. 7 je zobrazen vertikální profil teplotních trendů pro všechna roční období (DJF – zima, MAM – jaro, JJA – léto, SON – podzim), kdy na ose x je znázorněna intenzita teplotní

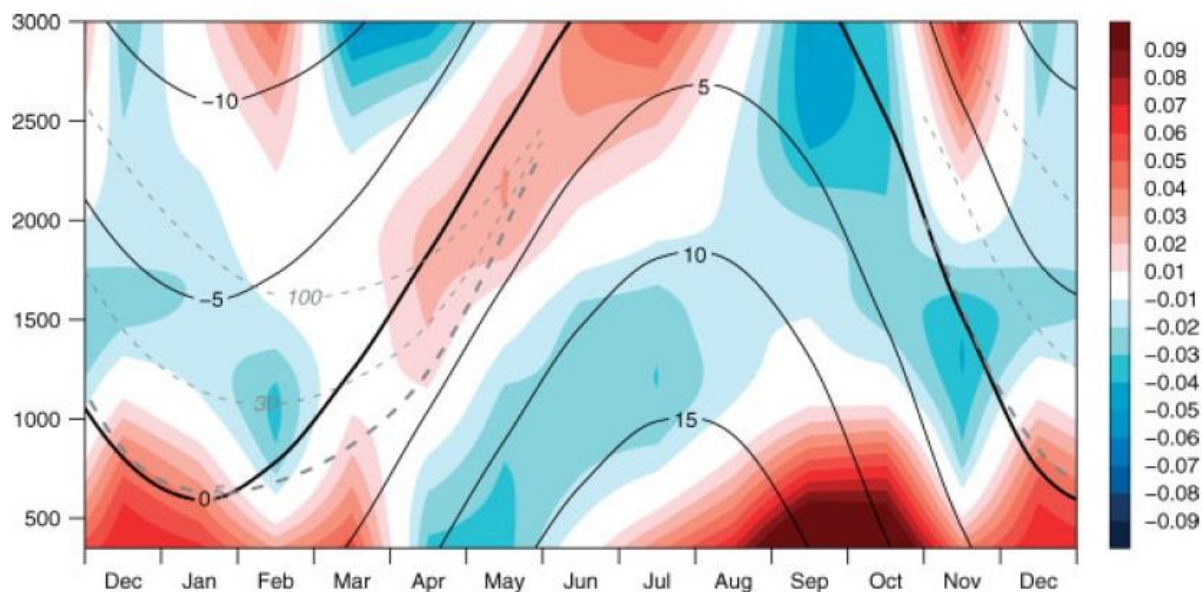
změny za jedno desetiletí pro období 1959 až 2008 a na ose y nadmořská výška v metrech nad mořem. Předmětem pozornosti by měla být plná černá křivka, která zobrazuje hodnoty pozorování, tedy vliv atmosférické cirkulace i lokálních efektů zároveň. Vliv atmosférického proudění na oteplování bude posouzen v následující kapitole. Na obr. 7 si lze tedy všimnout nepatrného zvýraznění oteplení v nadmořských výškách 2000 – 2500 metrů v období jara a ve vyšších polohách pak v období léta, což je způsobeno zvýšením absorpce slunečního záření v těchto místech, vzhledem k mizící sněhové pokrývce. Dále je zde viditelné i podzimní zvětšení intenzity oteplování v nejnižších nadmořských výškách, které je způsobené snižující se koncentrací mlh v těchto polohách, a tedy opět zvýšenou absorpcí slunečního záření.



Obr. 7: Vertikální profily teplotních trendů v jednotlivých ročních obdobích (DJF – zima, MAM – jaro, JJA – léto, SON – podzim) na území Švýcarska v období 1959 – 2008. Šedivé tečky značí velikost teplotního trendu (°C/desetiletí) na jednotlivých bodech mřížky, tedy v určitých nadmořských výškách. Černá křivka značí velikost pozorovaných trendů (°C/desetiletí) v závislosti na nadmořské výšce (m n. m.).

Zdroj: Ceppi a kol., 2012

Na obr. 8 lze vidět vertikální odchylky teplotních trendů od průměrného ročního teplotního trendu v °C za desetiletí, kdy na ose x jsou měsíce a na ose y nadmořská výška v metrech. Barevná stupnice značí relativní hodnotu trendu, a je tak dobře viditelné, v jakých ročních obdobích a v jakých nadmořských výškách je intenzita oteplování největší. Černé plné křivky poté značí průběh izoterem.

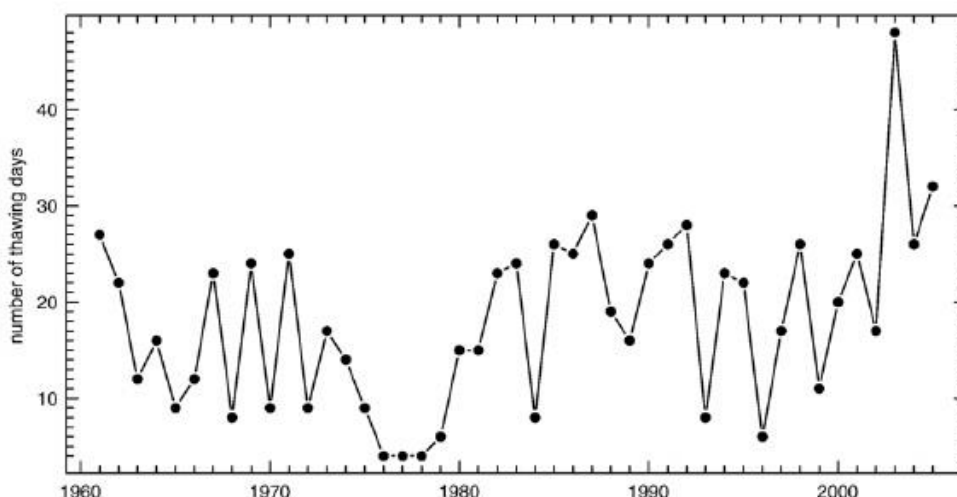


Obr. 8: Vertikální odchylky pozorovaných teplotních trendů od průměrného ročního teplotního trendu v °C/desetiletí (barevná stupnice) na území Švýcarska v jednotlivých měsících v různých nadmořských výškách v období 1959 – 2008. Černé plné křivky značí průběh izoterem (°C), zatímco přerušované křivky reprezentují izolinie průměrné výšky sněhové pokrývky (cm).

Zdroj: Ceppi a kol., 2012

Z obr. 8 lze opět vypořádat intenzivnější oteplování v oblasti izotermy 0°C na jaře, v létě a v zimě a dále pak značné oteplování v období podzimu v malých nadmořských výškách.

Výškovou závislostí vývoje teplot ve Švýcarských Alpách se zabývá i studie Appenzellera a kol. (2008). V této studii není zaznamenána významná výšková závislost v rychlosti oteplování. Například stanice Jungfrauoch (3580 m n. m.) podle této práce vykazuje roční hodnotu oteplení o 1,8°C za období 1937 – 2005, což je srovnatelné s hodnotou oteplení celého Švýcarska. Nicméně v této studii jsou dále analyzovány trendy v počtu dnů tání, což jsou takové dny, ve kterých teplota neklesne pod 0°C. Počet dnů tání vykazuje ve sledovaném období nárůst téměř o 50 %. V teplém létě roku 2003 byl počet těchto dnů dokonce dvakrát větší než je průměr sledovaného období, jak lze vidět na obr. 9.



Obr. 9: Vývoj počtu dnů tání na území Švýcarska mezi lety 1960 a 2005

Zdroj: Appenzeller a kol., 2008

Ve vývoji dnů tání je znatelná výrazná závislost jak na nadmořské výšce, tak na ročním období. Největší relativní nárůst je pozorován v zimě v nadmořských výškách 1000 – 1600 metrů, v létě je nárůst dnů s minimální teplotou nad 0°C znatelný na nejvýše položených stanicích (Jungfrauoch – 66 %). Na jaře a na podzim je změna v počtu těchto dnů statisticky nevýznamná, avšak také kladná, a nejvýraznější v nadmořských výškách 1500 – 2000 metrů. Je důležité říci, že se jedná o relativní nárůsty, protože počet těchto dnů je v různých nadmořských výškách rozdílný.

4.3. Vliv atmosférické cirkulace na intenzitu oteplování

Jak již bylo řečeno výše, pozorované hodnoty trendů oteplování jsou výsledkem jak změn v lokálních efektech, jako jsou například změny ve výskytu sněhové pokrývky, tak také změn v atmosférické cirkulaci. Otázkou tedy je, jakou měrou se tyto změny atmosférické cirkulace podílí na celkovém oteplování, a zda vykazují výškovou či sezonní závislost. Ve studii Ceppiho a kol. (2012) je uvedeno, že atmosférická cirkulace má na celkovém oteplování Švýcarska podíl 37 % se značnou proměnlivostí vzhledem k ročnímu období, jak lze vidět v tabulce 2. Tato tabulka shrnuje hodnoty oteplování v °C/desetiletí pro jednotlivé sezony (DJF – zima,

MAM – jaro, JJA – léto, SON – podzim) pro období 1959 – 2008. V prvním řádku jsou vypsané celkové hodnoty trendu, zatímco ve druhém lze vidět hodnoty trendů způsobené pouze změnami cirkulace.

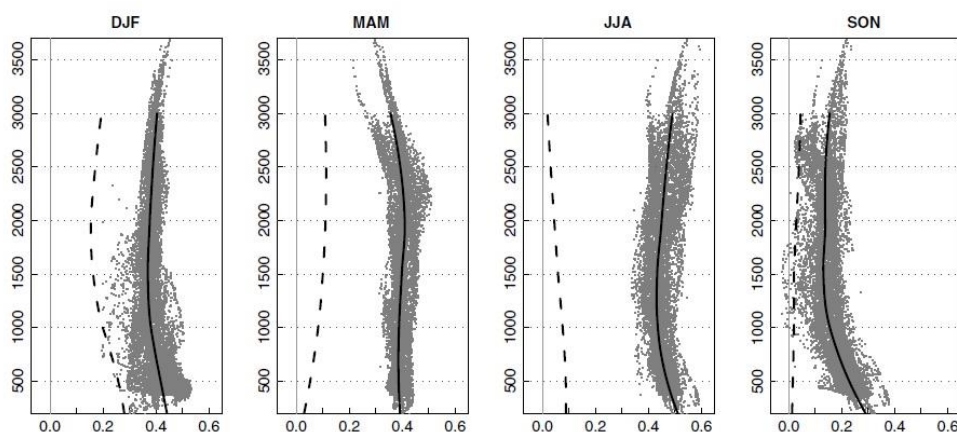
	DJF	MAM	JJA	SON	Year
Observed	0.40	0.39	0.46	0.17	0.35
Circulation (%)	0.21 (53)	0.08 (21)	0.07 (15)	0.02 (12)	0.13 (37)

Tabulka 2: Intenzita pozorovaných a cirkulačně odvozených teplotních trendů (°C/desetiletí) na území Švýcarska v období 1959 – 2008. Číslo v závorce uvádí procentuální podíl vlivu atmosférické cirkulace na celkovou hodnotu trendu.

Zdroj: Ceppi a kol., 2012

Lze si všimnout, že změny v atmosférické cirkulaci mají ve všech obdobích na oteplování pozitivní vliv, což znamená, že také přispívají ke zvyšování teplot. Zatímco na podzim je tento příspěvek téměř zanedbatelný (0,02°C/desetiletí), v období zimy představuje více než 50 % celkového oteplování.

K posouzení výškové závislosti trendů slouží obr. 10, na kterém lze vidět vertikální profil teplotní změny z hlediska pozorovaného (černá plná křivka) a cirkulačně odvozeného (černá přerušovaná křivka) oteplení.



Obr. 10: Vertikální profily teplotních trendů v jednotlivých ročních obdobích (b) (DJF – zima, MAM – jaro, JJA – léto, SON – podzim) na území Švýcarska v období 1959 – 2008. Šedivé tečky značí velikost teplotního trendu (°C/desetiletí) na jednotlivých bodech mřížky, tedy v určitých nadmořských výškách. Černá křivka značí velikost pozorovaných trendů (°C/desetiletí) v závislosti na nadmořské výšce (m n. m.). Přerušovaná křivka značí velikost trendů (°C/desetiletí) odvozených od atmosférické cirkulace v závislosti na nadmořské výšce.

Zdroj: Ceppi a kol., 2012

Příspěvek atmosférické cirkulace k oteplování vykazuje nepatrné rysy výškové závislosti, avšak tyto rysy jsou nevýznamné a jejich struktura se výrazně liší od celkového trendu kvůli tomu, že při hodnocení oteplování způsobeného pouze atmosférickou cirkulací nejsou brány na zřetel lokální fyzikální efekty, které mají zásadní vliv na vertikální závislost. Za zmínku stojí například rozdíl ve tvaru křivek v období podzimu (SON), kdy na křivce pro cirkulaci vyvolané změny není ani zdaleka znatelné zvětšení teplotního trendu v malých nadmořských výškách, které je pravděpodobně způsobeno zvýšením absorpce slunečního záření v těchto polohách v důsledku snížení četnosti mlh. Závěrem k této kapitole je nutné říci, že změny v cirkulaci mají ve Švýcarsku nemalý vliv na celkové oteplování, nicméně jejich vliv na vertikální závislost teplotních změn je ve většině ročních období minimální. Avšak na obr. 10 lze pozorovat, že v zimě je vertikální závislost cirkulací vyvolaných teplotních změn silnější než změn pozorovaných.

5. Trendy oteplování při povrchu v porovnání s oteplováním ve volné atmosféře

Je známo, že teplota vzduchu při povrchu ve vyšších nadmořských výškách je ve dne větší než teplota vzduchu ve volné atmosféře ve stejných elevacích. To je způsobeno povrchovou absorpcí slunečního záření. S tím souvisí také výška izotermy 0°C, která bývá nad vyvýšeným povrchem položena výše, zatímco například nad oceánem ve stejné zeměpisné šířce se nachází níže. V noci je naopak tepleji ve volné atmosféře než na povrchu ve stejné nadmořské výšce, jak dokazuje většina studií. Například Richner a Phillips (1984) zjistili, že horské přízemní teploty v Alpách jsou vyšší od 10 do 19 hodin, zatímco od 19 do 10 hodin jsou vyšší teploty ve stejné nadmořské výšce ve volné atmosféře. Existují však i místa, kde je situace zcela opačná.

Nicméně klíčovou otázkou pro tuto práci zůstává, zda rychlost oteplování je větší při povrchu nebo právě ve volné atmosféře. V období 1980 - 2000 došlo k velkému úbytku tropických ledovců, což je v souladu se silnými vzestupnými trendy přízemní teploty. Nicméně ve střední troposféře, tedy ve výškách srovnatelných s výškou výskytu těchto ledovců, družicová data z tropických šířek vykazují minimální nebo dokonce žádnou či negativní změnu v teplotách. To znamená, že oteplování v tropech je ve vysokých polohách při povrchu intenzivnější než na výškových ekvivalentech těchto stanic ve volné atmosféře. Toto tvrzení vysvětluje rozpor mezi rychlým ústupem ledovců v tropech a minimálním nebo dokonce žádným oteplováním ve střední troposféře. Zvýšené oteplování při povrchu může být vysvětleno lokálními fyzikálními efekty, které působí právě pouze na povrchu. Těmito efekty může být například zpětná vazba sněh-albedo či urbanizace. Tento závěr ve studii Seidelové a Freeové (2003) platí však zejména pro oblast tropů. V jiných zeměpisných šířkách může být situace zcela odlišná. Například Pepin a Loesleben (2002) ve své studii, která se

zabývá posouzením výškové závislosti oteplování ve Skalistých horách v období 1952 - 1998, uvádějí, že zatímco v nejvyšší oblasti Front Range dochází při povrchu k ochlazování, tak teploty ve volné atmosféře rostou. Zde je tento rozpor vysvětlen přibývajícím sněhovou pokrývkou, která zvyšuje odrazivost slunečního záření, a způsobuje tak pokles teplot na povrchu, zatímco na teploty ve volné atmosféře nemá vliv.

6. Praktická část

Cílem praktické části této práce je posoudit výškovou závislost dlouhodobých změn teploty na území České republiky pomocí vlastní analýzy dat. Konkrétně se jedná o regresní analýzu, pomocí které bude zkoumán právě vliv nadmořské výšky na intenzitu oteplování. Nejprve je však důležité zhodnotit vývoj oteplování na území Česka v období posledních padesáti let.

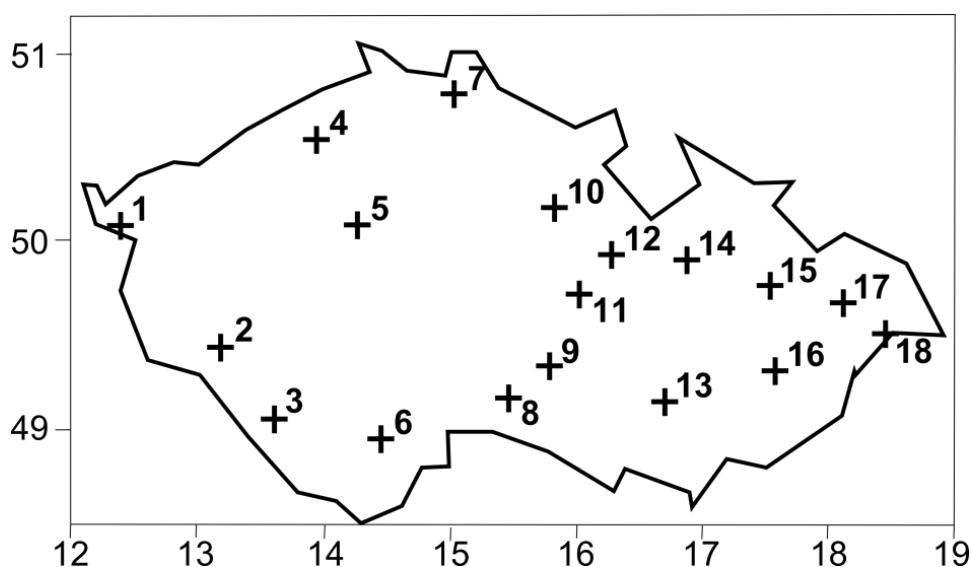
6.1. Trendy oteplování v České republice

Pro oblast střední Evropy, potažmo pro Českou republiku, bylo vypracováno značné množství studií zabývajících se dlouhodobými změnami přízemních klimatických prvků. Nejvíce prací se zaměřuje na dlouhodobé změny teploty a srážek, menší pozornost je poté věnována změnám v délce slunečního svitu či rychlosti větru. Pro tuto práci jsou nejdůležitější změny všech teplotních proměnných, jako jsou denní průměrné teploty či denní maximální a minimální teploty a s nimi související denní amplituda teplot. Huth a Pokorná (2004) provedli analýzu jednadvaceti klimatických stanic pro období 1961 – 1998, v které byl mimo jiné zahrnut i vývoj teplotních proměnných. V této studii bylo zjištěno, že trendy roční průměrné teploty dosahují nárůstu 1,6 až 3,3°C za století. Existuje zde však výrazná proměnlivost mezi ročními obdobími. Největší nárůsty jsou vypořizovány v zimních měsících, konkrétně 4 až 6,5°C za století. Naopak na podzim jsou trendy záporné a pro období 1961 – 1998 dosahují hodnot od -0,9 do -2,6°C za století. Co se týče denní amplitudy teploty, tak na podzim klesá, zatímco v ostatních ročních obdobích roste. Toto není v souladu s většinou kontinentálních území, kde dochází ke zmenšení denní amplitudy teplot díky většímu nárůstu minimálních teplot než maximálních (Horton, 1995). V České republice ve sledovaném období rostou maximální teploty ve větší části roku více než teploty minimální,

což způsobuje růst denní amplitudy teploty. Ve studii Hutha a Pokorné (2004) je poznamenáno, že toto poněkud výjimečné chování denní amplitudy teploty bylo již dříve zaznamenáno v různých částech našeho kontinentu, včetně střední a jihovýchodní Evropy (Wibig a Glowicki, 2002), alpských vrcholů (Weber a kol., 1994) či Španělska (Burgueno a kol., 2002).

6.2. Data a metodika

Ve své práci jsem využil datového souboru denních průměrných teplot z časového období od 1. 1. 1961 do 31. 12. 2010 na osmnácti klimatických stanicích, které jsou rozmístěny po celém území České republiky. Rozložení stanic společně s jejich nadmořskou výškou lze vidět na obr. 11, respektive v tabulce 3. Lze si všimnout, že rozložení stanic není příliš rovnoměrné. Většina stanic se nachází na východě našeho území, zatímco v západní části Česka je hustota stanic poměrně nízká. Na druhou stranu, vertikální rozložení stanic poměrně dobře odpovídá rozložení nadmořských výšek v České republice, nicméně vzhledem k malému vertikálnímu rozsahu našeho území je celkem obtížné závislost teplotních trendů na nadmořské výšce posuzovat.

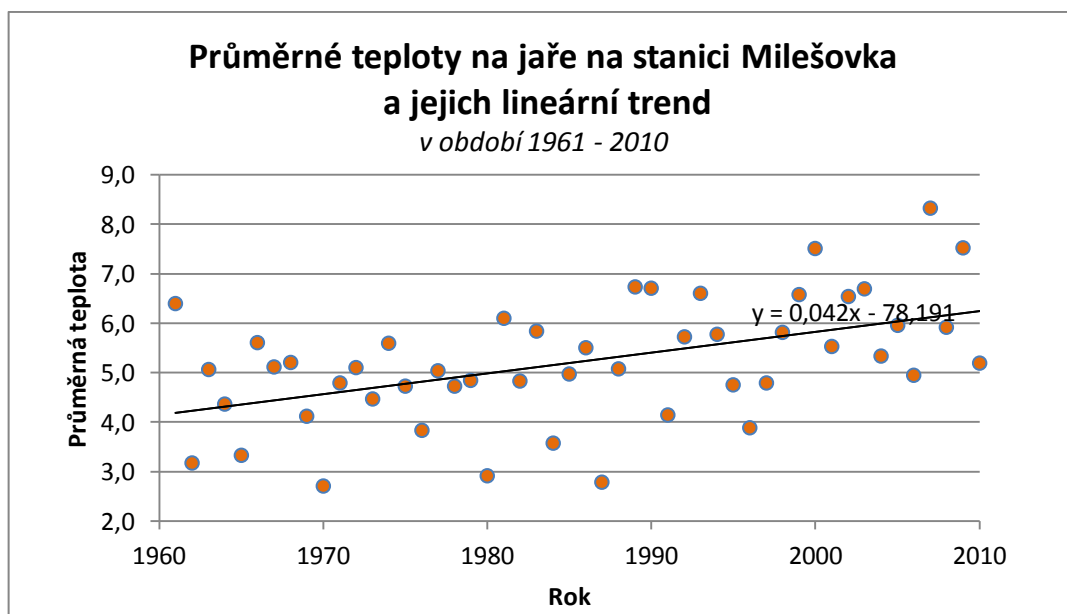


Obr. 11: Rozmístění analyzovaných stanic na území České republiky

číslo	název stanice	nadm. výška (m n. m.)	číslo	název stanice	nadm. výška (m n. m.)
1	Cheb	483	10	Hradec Králové	278
2	Klatovy	425	11	Svratouch	734
3	Churáňov	1118	12	Ústí nad Orlicí	402
4	Milešovka	830	13	Brno-Tuřany	241
5	Praha-Ruzyně	364	14	Šumperk	328
6	České Budějovice	388	15	Červená	748
7	Liberec	398	16	Holešov	222
8	Kostelní Myslová	569	17	Ostrava-Mošnov	250
9	Přibyslav	532	18	Lysá Hora	1322

Tabulka 3: Názevy klimatických stanic a jejich nadmořská výška

Vzhledem k tomu, že první zima je neúplná (chybí prosinec), prvním zaznamenaným obdobím bylo až jaro 1961, tedy měsíce březen, duben a květen. A naopak posledním zkoumaným obdobím byl podzim 2010, z čehož vyplývá, že v analýze bylo o jednu zimu méně. Z denních průměrných teplot byly tedy vypočítány průměrné teploty jednotlivých ročních období. Dále byl pro každé roční období na každé klimatické stanici spočítán lineární trend teploty v období 1961 – 2010. Obr. 12 ukazuje průběh průměrných jarních teplot na stanici Milešovka a slouží jako ukázka.



Obr. 12: Průměrné teploty na jaře na stanici Milešovka a jejich lineární trend v období 1961 - 2010

Po zjištění velikosti trendů na jednotlivých stanicích bylo možné provést korelační analýzu mezi hodnotou trendu a nadmořskou výškou stanice. Vzhledem k sezonní

proměnlivosti byla analýza provedena pro každé roční období zvlášť. K otestování statistické významnosti této závislosti bylo využito Studentova testu, kde veličina

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}},$$

kde r je korelační koeficient a n udává počet klimatických stanic, na kterých probíhalo pozorování, má t -rozdělení s $n-2$ stupni volnosti. Statistickému testu byly podrobeny hodnoty Pearsonova i Spearmanova (pořadového) korelačního koeficientu. Kritická hodnota pro hladinu statistické významnosti 5 % činí pro daný rozsah souboru 2,120; překročí-li tedy hodnota t tuto kritickou hodnotu, považujeme závislost velikosti trendu na nadmořské výšce za statisticky významnou na hladině významnosti 5 %.

Dvou odlišných korelačních koeficientů bylo využito pro lepší průkaznost výsledků, jelikož oba tyto koeficienty mají ze statistického hlediska odlišné vlastnosti. Zatímco výpočet Pearsonova korelačního koeficientu vychází z kovariance a směrodatných odchylek obou proměnných, výpočet Spearmanova korelačního koeficientu je založen na korelaci pořadí obou proměnných. Z toho vyplývá, že Pearsonův koeficient dokáže zachytit pouze lineární vztahy a není příliš odolný vůči odlehlým hodnotám, zatímco Spearmanův koeficient je vůči odlehlým hodnotám odolný a dokáže zachytit i monotónní vztahy, které nejsou lineární.

6.3. Výsledky

6.3.1. Hodnoty teplotních trendů v České republice

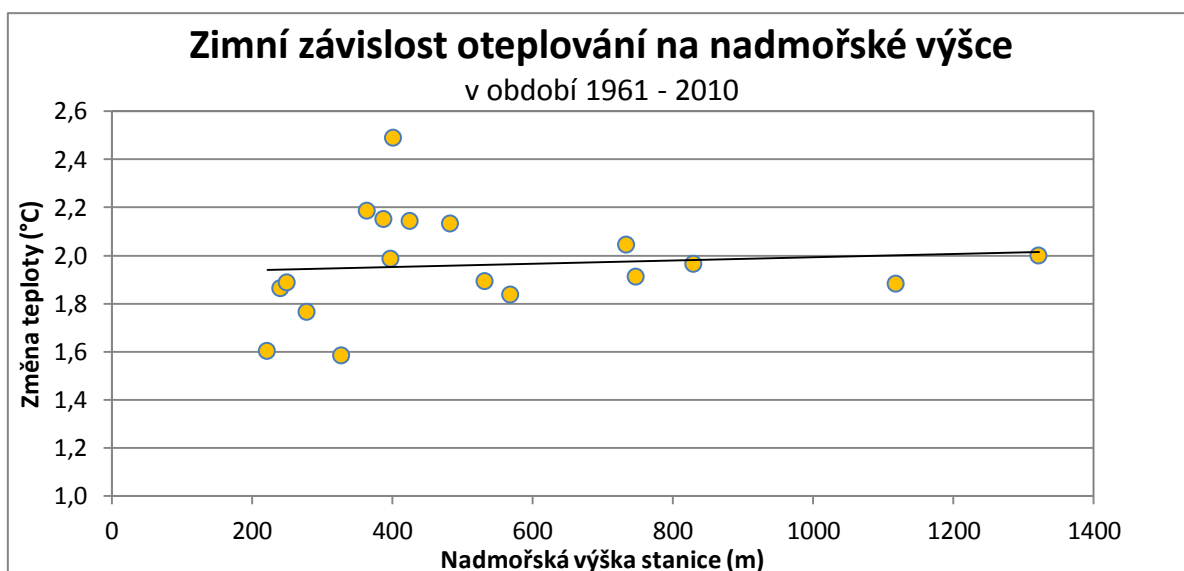
Ve své analýze teplotních trendů na osmnácti klimatických stanicích v České republice pro období 1961 – 2010 jsem zaznamenal nárůst průměrných ročních teplot v rozsahu od 2,8 do 4,0°C za sto let, což je téměř o 1°C více než ve studii Hutha a Pokorné (2004). To je dáno tím, že v nové studii je zachycen i počátek 21. století, kdy oteplování bylo nejintenzivnější. Co se týče sezonní proměnlivosti, tak jsem také zjistil výrazně odlišný trend na podzim: již ne ochlazování, jak bylo uvedeno ve studii Hutha a Pokorné (2004), nýbrž slabé oteplování v rozmezí od 0 do 2°C za sto let. Stanice Šumperk jako jediná vykazuje v období podzimu ochlazování, a to velmi slabé, s hodnotou -0,04°C za století. Ostatní roční období vykazují poměrně srovnatelné trendy zvyšování teploty v rozsahu 2,8 až 5°C za sto let. Tyto hodnoty trendů zvyšování teploty jsou v dobrém souladu se studií Brázdila a kol. (2008), kde je uvedeno, že trend ročních průměrných teplot má v období 1961 – 2005 hodnotu 2,7°C za století se srovnatelnými hodnotami na jaře, v létě a v zimě (3,4°C/100 let, 3,6°C/100 let a 3,4°C/100 let) a nejnižší hodnotou na podzim (0,1°C/100 let). Zajímavostí je, že nejintenzivnější oteplování bylo v mé analýze ve všech ročních obdobích zaznamenáno na stanici Ústí nad Orlicí. Tyto trendy oteplování na této stanici jsou v rozporu s okolními stanicemi, jako je například Hradec Králové, Šumperk či Svatouch, které vykazují výrazně slabší trendy. Tento rozpor může být pravděpodobně vysvětlen nehomogenitou měření na stanici Ústí nad Orlicí, která je způsobena přemístěním stanice v roce 1971 (Kyselý, 2010). Dále je třeba poznamenat, že na stanici Šumperk chyběla teplotní data v letech 1971 – 1973, což mohlo přispět k identifikovanému podzimnímu ochlazování na této stanici. Hodnoty teplotních trendů na jednotlivých klimatických stanicích jsou uvedeny v následující tabulce 4.

název stanice	nadmořská výška (m n. m.)	Změna teploty (v °C za období 1961 - 2010)				
		na jaře	v létě	na podzim	v zimě	za celý rok
Holešov	222	1,50	2,28	0,66	1,60	1,51
Brno-Tuřany	241	1,81	2,45	0,69	1,86	1,70
Ostrava-Mošnov	250	1,47	2,08	0,40	1,89	1,46
Hradec Králové	278	1,85	2,15	0,47	1,76	1,56
Šumperk	328	1,38	1,88	-0,02	1,58	1,21
Praha-Ruzyně	364	1,70	1,41	0,43	2,19	1,43
České Budějovice	388	2,05	1,92	0,61	2,15	1,68
Liberec	398	1,73	1,75	0,27	1,98	1,44
Ústí nad Orlicí	402	2,40	2,53	1,01	2,49	2,11
Klatovy	425	1,68	1,49	0,28	2,14	1,40
Cheb	483	1,89	1,75	0,45	2,13	1,55
Přibyslav	532	1,61	1,88	0,36	1,89	1,44
Kostelní Myslová	569	1,83	2,10	0,32	1,84	1,52
Svratouch	734	1,93	2,21	0,28	2,04	1,61
Červená	748	1,78	2,01	0,06	1,91	1,44
Milešovka	830	2,06	1,81	0,02	1,96	1,46
Churáňov	1118	1,97	1,88	0,31	1,88	1,51
Lysá hora	1322	1,57	2,24	0,05	2,00	1,46
Průměr		1,79	1,99	0,37	1,96	1,53

Tabulka 4: Změny teplot na jednotlivých klimatických stanicích v jednotlivých ročních obdobích i za celý rok

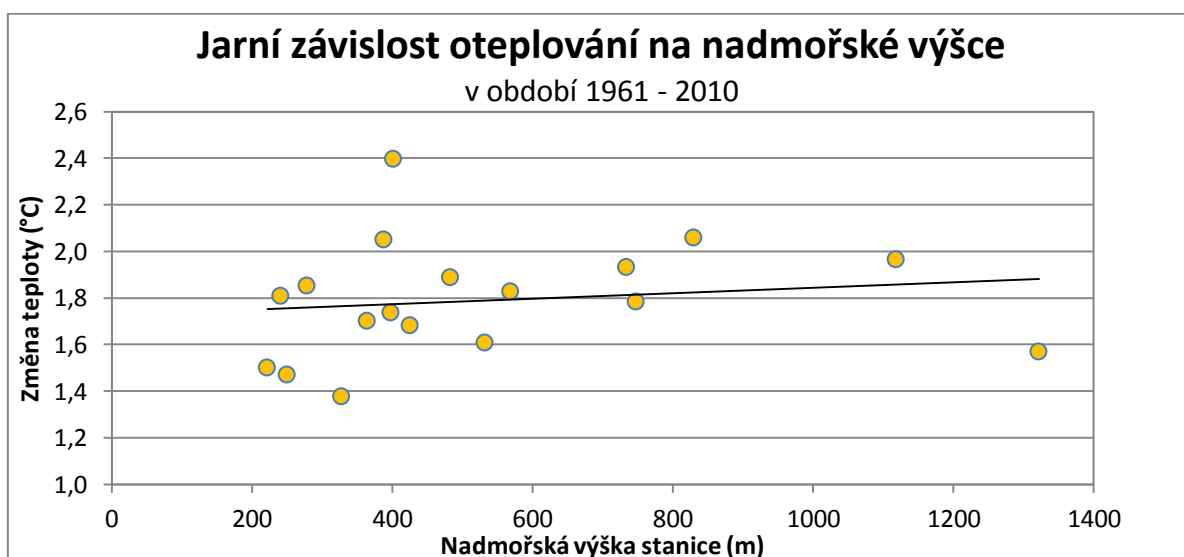
6.3.2. Závislost teplotních změn na nadmořské výšce v České republice

Dále už se věnuji pouze závislosti teplotních trendů na nadmořské výšce na území České republiky. Jak již bylo řečeno výše, je velmi obtížné posuzovat tuto závislost vzhledem k malému výškovému rozsahu pozorovaného území a k poměrně malému množství pozorovacích stanic. Nicméně i za těchto podmínek lze dosáhnout určitých závěrů. Výsledky této části vychází z tabulky 4 a jsou graficky zobrazeny na obr. 13-16, které znázorňují vertikální závislost teplotních trendů v jednotlivých ročních obdobích. Hodnoty korelačních koeficientů a veličin t jsou ukázány v tabulce 5.



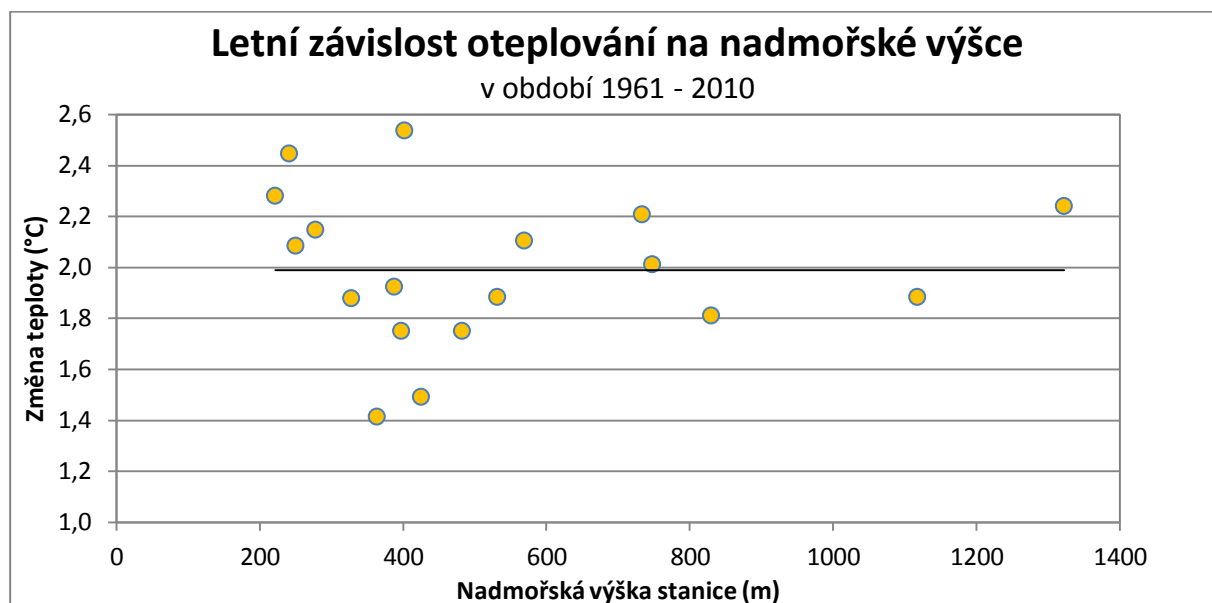
Obr. 13: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období zimy

Lze si všimnout, že na pozorovaných stanicích v období zimy existuje slabé zvětšení trendu oteplování s nadmořskou výškou, nicméně tato závislost není statisticky významná a z grafu nelze vyvozovat závěr, že na území České republiky existuje v zimě závislost trendu teploty na nadmořské výšce. Podobný závěr platí i pro období jara, kdy lze opět pozorovat mírný nárůst v intenzitě oteplování s nadmořskou výškou, nicméně ani tato závislost není statisticky významná.



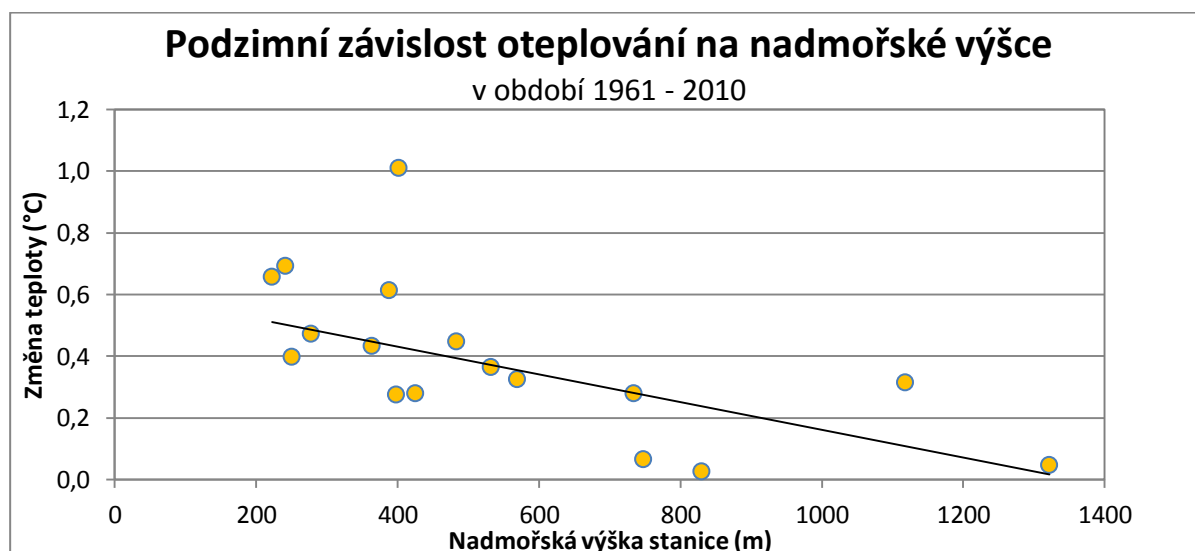
Obr. 14: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období jara

V období léta lze pro mnohu využití stanice pozorovat téměř nulovou závislost oteplování na nadmořské výšce, což potvrzuje nejen tvar regresní křivky na obr. 15, ale i hodnoty Pearsonova a Spearmanova korelačního koeficientu (tabulka 5).



Obr. 15: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období léta

Jinak je tomu na podzim, kdy lze pozorovat výrazné zeslabení trendu se zvyšující se nadmořskou výškou (obr. 16).



Obr. 16: Závislost oteplování na nadmořské výšce v období podzimu

Tato závislost je statisticky významná podle Pearsonova i Spearmanova korelačního koeficientu (tabulka 5).

roční období	Pearson	Spearman	Veličina t dle P	Veličina t dle S
jaro	0,1493	0,3581	0,6041	1,5341
léto	0,0004	-0,1517	0,0015	-0,6139
podzim	-0,5277	-0,5810	-2,4848	-2,8555
zima	0,0971	0,2817	0,3901	1,1745

Tabulka 5: Hodnoty korelačních koeficientů a výsledných hodnot veličiny t.

Tučně jsou vyznačeny statisticky významné hodnoty veličiny t.

Lze tedy vyvodit závěr, že na území České republiky mezi lety 1961 a 2010 existuje na podzim vertikální závislost oteplování, konkrétně se jedná o zmenšení intenzity oteplování s nadmořskou výškou. K podobnému závěru dospěli i Ceppi a kol. (2012), kteří vysvětlili výraznější trendy oteplování v nižších nadmořských výškách na podzim snižováním četnosti mlh v těchto oblastech a tedy zesílenou absorbcí slunečního záření. Tato studie však analyzovala území Švýcarska, kde výskyt mlh je v podzimních měsících v nízkých polohách typický a změny tohoto fenoménu zde mohou hrát výraznou roli při určování vertikální závislosti oteplování. Na území České republiky toho o změnách ve výskytu mlh příliš nevíme, a tak lze pouze odhadovat, čím je na našem území způsobeno intenzivnější podzimní oteplování v nižších nadmořských výškách.

7. Diskuze

Tato práce se zabývá posouzením závislosti oteplování na nadmořské výšce. Hlavním motivem práce je odpověď na otázku, zda v horských oblastech dochází k intenzivnějšímu oteplování než v nížinách a zda existuje vertikální závislost oteplování ve vyvýšených oblastech. Vyřešení této otázky je značně komplikované, a to hned z několika důvodů. Nejprve je důležité si uvědomit, že nadmořská výška je pouze jedním z mnoha faktorů, který může ovlivňovat trend či amplitudu klimatické změny. Dalšími faktory jsou například zeměpisná šířka či vzdálenost od oceánu. Další komplikací je to, že prostorové a časové změny teplot nejsou stejné na celém světě. Je jasné, že v některých oblastech teploty rostou rychleji, než je celosvětový průměr, zatímco v jiných oblastech je oteplování méně intenzivní či dokonce dochází k poklesům teploty. Dalším neméně důležitým problémem je komplexní topografie horských oblastí, která vede k velké prostorové proměnlivosti a je velmi důležité, zda se klimatická stanice nachází například na návětrné či závětrné straně. S tím souvisí i nedostatečné pokrytí velkých nadmořských výšek pozorovacími stanicemi, zejména v odlehlejších horských oblastech, a rozmístění stanic tedy nemusí být reprezentativní. Dále, pokud je analyzována výšková závislost klimatické změny, mělo by být zkoumáno více teplotních proměnných, jako je minimální či maximální teplota nebo teploty v jednotlivých částech dne, neboť jejich vývoj může být jiný než vývoj průměrné teploty. Existují také značné problémy ve sladění jednotlivých studií, jelikož každá studie se zabývá jiným obdobím, jiným územím či jinou teplotní proměnnou a nelze tak určit jasné obecné závěry.

Dostupné studie však i přes tyto komplikace naznačují, že existují důkazy o závislosti oteplování na nadmořské výšce. Většina studií, které zjistily vertikální závislost, poukazuje na

zvyšující se tempo oteplování s nadmořskou výškou, avšak existují i studie, které hovoří o zeslabeném trendu oteplování ve vyšších polohách.

V mé analýze teplotních trendů v České republice a jejich závislosti na nadmořské výšce jsem se setkal s více či méně podobnými problémy. Jednak to bylo nerovnoměrné pokrytí území či malé množství stanic, které nemusí být reprezentativní pro celé Česko. Dále jsem pracoval pouze s jednou teplotní proměnnou, a to s průměrnou teplotou. Hlavní komplikací je však velmi malé výškové rozpětí území, kdy nejvýše položená stanice se nachází ve výšce 1311 m n. m. V této výšce ještě nemůže být pozorovatelný například vliv zpětné vazby sněh-albedo na vertikální závislost oteplování, jako je tomu v případě Švýcarských Alp či dalších výrazně vyšších pohoří.

8. ZÁVĚR

Klimatická změna je v poslední době stále více sledovaným fenoménem, především díky pozitivním změnám teplot, které výrazně ovlivňují lidskou společnost. Dle Hartmanna a kol., 2013, vzrostla globální průměrná přízemní teplota v období 1951 - 2012 o 0,72°C. Intenzita oteplování však není na všech místech světa stejná, nýbrž se liší v závislosti na zeměpisné šířce, na vzdálenosti od oceánu, na nadmořské výšce a na spoustě dalších nejen geografických faktorů. Hlavní pozornost této práce je věnována posouzení závislosti oteplování na nadmořské výšce, což je jedna z klíčových otázek posledních výzkumů. Odpověď na otázku, zda existuje vertikální závislost oteplování, je důležitá zejména proto, že většina světových zásob vody má původ v oblastech velkých nadmořských výšek a stávající oteplování způsobuje výrazné změny v hydrologických cyklech.

Analýzou této problematiky se zabývá značné množství studií, které jsou shrnuty v této práci, nicméně výsledky nejsou vždy shodné. Rangwala a Miller (2012) shrnují výsledky ze čtyř hlavních horských oblastí světa, konkrétně z Alp, Tibetu, And a Skalistých hor, a ve většině případů hovoří o rostoucím trendu oteplování s nadmořskou výškou, nicméně podotýkají, že existují i studie, které zaznamenaly v těchto oblastech zmenšení intenzity oteplování ve vyšších polohách. Ohmura (2012) analyzoval větší počet pohoří a ve většině z nich objevil také výrazně větší trendy oteplování ve větších nadmořských výškách, ať už šlo o pohoří Kašmír, předhůří Himálaje či o Švýcarské Alpy, avšak v severní části And identifikoval nejvýraznější trend oteplování v nižších polohách. V dalších částech And však poté zaznamenal opět zvýšení intenzity oteplování s nadmořskou výškou, nicméně pouze k určité výškové hranici, od které hodnota trendu začala slábnout. V těchto studiích je mimo jiné také vysvětleno, jaké mechanismy mohou být zodpovědné za rozdílnou intenzitu

oteplování v rozdílných nadmořských výškách. V obou studiích je jako hlavní faktor zmíněna zpětná vazba sněh-albedo, která způsobuje výraznější oteplování v místech dlouhodobého tání sněhové pokrývky, tedy ve větších nadmořských výškách, díky zvýšené absorpci slunečního záření. Ohmura (2012) dále mluví spíše o významu energetické bilance mezi povrchem a atmosférou a s ní související vertikální závislosti oteplování, zatímco Rangwala a Miller (2012) posuzují spíše faktory, jako je oblačnost či aerosoly.

V další části práce je kladen důraz na vertikální závislost oteplování již pouze v oblasti Švýcarských Alp. Analýzou této oblasti se zabývají především Ceppi a kol. (2012), kteří zde zaznamenali dva hlavní rysy závislosti oteplování na nadmořské výšce. V prvním případě se jedná o období jara a léta, kdy dochází k největšímu oteplování v místech izotermie 0°C, tedy v poměrně velkých nadmořských výškách, což je způsobeno již zmiňovanou zpětnou vazbou sněh-albedo. Druhý prvek vertikální závislosti oteplování byl poté pozorován v období podzimu. Jedná se o zvětšení hodnoty teplotního trendu v malých nadmořských výškách, které je způsobené snížením četnosti mlh v těchto polohách, a tedy zvýšenou absorpcí slunečního záření.

K podobnému závěru jsem dospěl i ve své analýze vertikální závislosti oteplování na území České republiky, ve které jsem také identifikoval statisticky významné zeslabení teplotního trendu s nadmořskou výškou na podzim. Nicméně není jasné, zda může být tato závislost vysvětlena snížením četnosti mlh v nižších polohách, jak tomu bylo v případě Ceppiho a kol. (2012), a příčiny této závislosti v České republice mohou být zcela odlišné. V ostatních ročních obdobích nebyla v mé práci upozorována žádná další statisticky významná vertikální závislost oteplování, což je způsobeno především malým výškovým rozpětím pozorovaného území.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Appenzeller, C., Begert, M., Zenklusen, E., Scherrer, S.C. (2008): Monitoring climate at Jungfrauoch in the high Swiss Alpine region. *Science of the Total Environment* 391, 262-268.
- Begert, M., Schlegel, T., Kirchhofer, W. (2005): Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology* 25, 65-80.
- Beniston, M., Rebetez, M. (1996): Regional behavior of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993. *Theoretical and Applied Climatology* 53, 231-243.
- Beniston, M., Diaz, H.F., Bradley, R.S. (1997): Climatic change at high elevation sites: An overview. *Climatic Change* 36, 233-251.
- Beniston, M. (2003): Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change* 59, 5-31.
- Brázdil, R., Chromá, K., Dobrovolný, P., Tolazs, R. (2009): Climate fluctuations in the Czech Republic during the period 1961–2005. *International Journal of Climatology* 29, 223-242.
- Burgueno, A., Lana, X., Serra, C. (2002): Significant hot and cold events at the Fabra Observatory, Barcelona (NE Spain). *Theoretical and Applied Climatology* 71, 141-156.
- Ceppi, P., Scherrer, S.C., Fischer, A.M., Appenzeller, C (2012): Revisiting Swiss temperature trends 1959-2008. *International Journal of Climatology* 32, 203-213.
- Clow, D.W. (2010): Changes in the timing of snowmelt and streamflow in Colorado: a response to recent warming. *Journal of Climate* 23, 2293-2306.
- Diaz, H.F., Bradley, R.S. (1997): Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Climatic Change* 36, 253-279.
- Diaz, H.F., Eischeid, J. (2007): Disappearing “alpine tundra” Köppen climatic type in the western United States. *Geophysical Research Letters* 34.
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., Lo, K., (2010): Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics* 48.
- Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V. , Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J. , Dlugokencky, E.J. , Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M., Zhai, P.M. (2013): Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Horton, B. (1995): Geographical distribution of changes in maximum and minimum temperatures. *Atmospheric Research* 37, 101-117.
- Huth, R., Pokorná, L. (2004): Trendy jedenácti klimatických prvků v období 1961 – 1998 v České republice. *Meteorologické zprávy* 57, 168-178.
- Jones, P.D., Lister, D.H., Osborn, T.J., Harpham, C., Salmon, M., Morice, C.P. (2012): Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117.
- Kyselý, J. (2010): Recent severe heat waves in central Europe: how to view them in a long-term prospect? *International Journal of Climatology* 30, 89-109.
- Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Gleason, B.E, Williams, C.N., Wuertz, D.B., Vose, R.S., Rennie, J. (2011): An overview of the Global Historical Climatology Network monthly mean temperature data set, version 3. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116.
- Liu, X., Chen, B. (2000): Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology* 20, 1729-1742.
- Liu, X., Cheng, Z., Yan, L., Yin, Z. (2009): Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings. *Global and Planetary Change* 68, 164-174.
- Lu, A., Kang, S., Li, Z., Theakstone, W. (2010): Altitude effects of climatic variation on Tibetan Plateau and its vicinities. *Journal of Earth System Science* 21, 189-198.
- Newell, R.E., Kidson, J.W., Vincent, D.G., Boer, G.J. (1972): The general circulation of the tropical atmosphere and the interactions with extratropical latitudes. MIT Press, Cambridge 1.
- Ohmura, A. (2012): Enhanced temperature variability in high-altitude climate change. *Theoretical and Applied Climatology* 110, 499-508.
- Pepin, N. (2000) Twentieth-century change in the climate record for the Front Range, Colorado, U. S. A. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 32, 135-146.
- Pepin, N., Losleben, M. (2002): Climate change in the Colorado Rocky Mountains: Free air versus surface temperature trends. *International Journal of Climatology* 22, 311-329.
- Pepin, N., Lundquist, J. (2008): Temperature trends at high elevations: patterns across the globe. *Geophysical Research Letters* 35.
- Qin, J., Yang, K., Liang, S., Guo, X. (2009): The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. *Climatic Change* 97, 321-327.
- Ramanathan, V., Carmichael, G. (2008): Global and regional climate changes due to black carbon. *Nature Geoscience* 1, 221-227.

- Rangwala, I., Miller, J., Russell, G., Xu, M. (2010): Using a global climate model to evaluate the influences of water vapor, snow cover and atmospheric aerosol on warming in the Tibetan Plateau during the twenty-first century. *Climate Dynamics* 34, 859-872.
- Rangwala, I., Miller, J. (2012): Climate change in mountains: a review of elevation-dependent warming and its possible causes. *Climatic Change* 114, 527-547.
- Rebetez, M., Reinhard, M. (2007): Monthly air temperature trends in Switzerland 1901-2000 and 1975-2004. *Theoretical and Applied Climatology* 91, 27-34.
- Richner, H., Phillips, P.D. (1984): A comparison of temperatures from mountaintops and the free atmosphere - their diurnal variation and mean difference. *Monthly Weather Review* 112, 1328-1340.
- Rohde, R., Muller R.A., Jacobsen, R., Müller, E., Perlmutter, S., Rosenfeld, A., Wurtele, J., Groom, D., Wickham, CH. (2013): A new estimate of the average Earth surface land temperature spanning 1753-2011. *Geoinformatic and Geostatic: An overview* 1.
- Seidel, D.J., Free M. (2003): Comparison of lower-troposphere temperature climatologies and trends at low and high elevation radiosonde sites. *Climatic Change* 59, 53-74.
- Shrestha, A.B., Wake, C.P., Mayewski, P.A., Dibb, J.E. (1999): Maximum temperature trends in the Himalaya and its vicinity: an analysis based on temperature records from Nepal for the period 1971–1994. *Journal of Climate* 12, 2775-2787.
- Scherrer, S.C., Ceppi, P., Croci-Maspoli, M., Appenzeller, C. (2012): Snow-albedo feedback and Swiss spring temperature trends. *Theoretical and Applied Climatology* 114, 509-516.
- Vuille, M., Bradley, R.S. (2000): Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters* 27.
- You, Q., Kang, S., Pepin, N., Flügel, W., Yan, Y., Behrawan, H., Huang, J. (2010): Relationship between temperature trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data. *Global and Planetary Change* 71, 124-133.
- Weber, R.O., Talkner, P., Stefanicki, G. (1994): Asymmetric diurnal temperature change in the Alpine region. *Geophysical Research Letters* 21.
- Wibig, J., Glowicki, B. (2002): Trends in minimum and maximum temperature in Poland. *Climate Research* 20, 123-133.